

THÈSES

présentées pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Guy AUBERT

PREMIÈRE THÈSE :

LES COUPOLES GRANITIKES
DE MONTEBRAS ET D'ÉCHASSIÈRES
(MASSIF CENTRAL FRANÇAIS)

ET LA GENÈSE DE LEURS MINÉRALISATIONS
EN ÉTAIN, LITHIUM, TUNGSTÈNE ET BÉRYLLIUM

DEUXIÈME THÈSE : LES PRINCIPAUX TYPES DE GISEMENTS DE MERCURE

Soutenues publiquement le 24 juin 1966 devant la Commission d'Examen

JURY

MM. M. ROQUES, Doyen de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand	Président
P. LAPADU-HARGUES, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand	Examineurs
J. MAISONNEUVE, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand	
F. LEUTWEIN, Directeur de Recherches au C.N.R.S.	Invités
C. GUILLEMIN, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris	



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546608_0019

THÈSES

présentées pour obtenir
LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES NATURELLES

par

Guy AUBERT

PREMIÈRE THÈSE :

LES COUPOLES GRANITIKES
DE MONTEBRAS ET D'ÉCHASSIÈRES
(MASSIF CENTRAL FRANÇAIS)
ET LA GENÈSE DE LEURS MINÉRALISATIONS
EN ÉTAIN, LITHIUM, TUNGSTÈNE ET BÉRYLLIUM

DEUXIÈME THÈSE : LES PRINCIPAUX TYPES DE GISEMENTS DE MERCURE

Soutenues publiquement le 24 juin 1966 devant la Commission d'Examen

JURY

MM. M. ROQUES, Doyen de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand	Président
P. LAPADU-HARGUES, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand	Examineurs
J. MAISONNEUVE, Professeur à l'Université de Clermont-Ferrand	
F. LEUTWEIN, Directeur de Recherches au C.N.R.S.	Invités
C. GUILLEMIN, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris	

G. DE BUSSAC
CLERMONT-FERRAND

*Publié dans les Mémoires
du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*

UNIVERSITE DE CLERMONT

FACULTÉ DES SCIENCES

- DOYEN : M. ROQUES Maurice.
- ASSESSEURS : MM. SAUREL Jean.
RAOULT Gaston
- PROFESSEURS : MM. DUBOIS Emmanuel, Physique.
RAMBAUD René, Chimie.
BLANC Eugène, Mécanique Rationnelle.
ROQUES Maurice, Géologie-Minéralogie.
LAPADU-HARGUES Pierre, Minéralogie.
TRUFFAULT Robert, Chimie organique.
LUTZ Hubert, Biologie animale.
RAOULT Gaston, Physique.
CHAMPAGNAT Paul, Physiologie végétale.
DUPLESSIS-KERGOMARD Alain, Chimie.
AVAN Louis, Physique Expérimentale.
PARIAUD Jean-Charles, Chimie physique
Mme HENNEQUIN Françoise, Mathématiques.
Mlle BERTHET Ginette, Physique.
MM. LOISEAU Jean, Botanique pure et appliquée.
COMBE René, Physique.
DE PUYTORAC Pierre, Biologie-Zoologie.
Mme AVAN Madeleine, Physique.
Mlle DONDON Marie-Louise, Chimie-physique.
MM. DELOST Paul, Physiologie animale.
SAUREL Jean, Physique.
VIALARD André, Chimie physique.
KOHLMULLER Robert, Chimie Minérale.
- PROFESSEUR ASSOCIÉ : M. BALANZAT Manuel, Mathématiques.
- PROFESSEURS SANS CHAIRE : MM. PETERLONGO Jean-Marc, Géologie.
BAILLAUD Jean-Marc, Botanique.
VESSIÈRE Roger, Chimie.
GUILLAUME Marcel, Mathématiques.
BATHIER Marcel, Physique.
Mlle DUCHER Suzanne, Chimie.
MM. HENNEQUIN Paul, Mathématiques.
MAISONNEUVE Jacques, Géologie appliquée.
CAPESTAN Michel, Chimie minérale.
MARTINET Pierre, Chimie.
ROCHE Jean-Etienne, Physique.
FALGAS Maurice, Mathématiques.
- MAITRES DE CONFÉRENCES : MM. THOMAS Jean, Physique.
LENOIR Marcel, Mathématiques.
BERNARD Maurice, Physique.
ISABELLE Didier, Physique.
Mme LE DOUARIN Nicole, Biologie animale.
MM. COLLEAU Jean, Mathématiques.
JOYON Louis, Zoologie.
- MAITRE DE CONFÉRENCES
ASSOCIÉ : M. VO-KHAC-KHOAN, Mathématiques.
- ATTACHÉE PRINCIPALE : Mme CHOPART Marie-Louise.



A MA FEMME

G u y A U B E R T

LES COUPOLES GRANITIQUES DE MONTEBRAS
ET D'ÉCHASSIÈRES (Massif Central français)
ET LA GENÈSE DE LEURS MINÉRALISATIONS
EN ÉTAÏN, LITHIUM, TUNGSTÈNE
ET BÉRYLLIUM

S O M M A I R E

	Pages
<i>Avant-propos</i>	9
<i>Résumé</i>	11
INTRODUCTION	13

PREMIÈRE PARTIE

MONTEBRAS

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA RÉGION DE MONTEBRAS	19
HISTORIQUE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES	19
HISTORIQUE DES RECHERCHES MINIÈRES ET TITRE MINIER.....	20

Chapitre premier

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

1 — Les schistes cristallins	23
2 — Les massifs granitiques	25
3 — Les formations de couverture	38
4 — Tectonique	41
CONCLUSIONS	43

Chapitre II

DESCRIPTION DU GISEMENT

1 — Relations structurales — La coupole de Montebbras.....	45
2 — Le microgranite-porphyre	53
3 — Le granite à albite - muscovite	61
4 — La couche de contact	71
5 — Les filons périphériques	82
6 — Les enclaves.....	86
7 — Relations du granite à albite avec le microgranite	95
8 — La microcoupole de Vendoueix	103
9 — Les minéralisations	104
CONCLUSIONS	113

Chapitre III

GÉOCHIMIE

1 — Résultats	116
2 — Relations entre les divers éléments	124
CONCLUSIONS	125

DEUXIÈME PARTIE

ÉCHASSIÈRES

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA RÉGION D'ÉCHASSIÈRES ET HISTORIQUE	129
--	-----

Chapitre premier

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

1 — Les schistes cristallins et la tectonique régionale	135
2 — Les massifs granitiques	138

Chapitre II

DESCRIPTION DU GISEMENT

1 — Le massif granitique d'Echassières	141
2 — Les minéralisations	239
CONCLUSIONS	261

Chapitre III

GÉOCHIMIE

1 — Méthodes d'échantillonnage et d'analyse	264
2 — Résultats	268
3 — Influence de l'altération sur la teneur en éléments rares des échantillons de roches	288
4 — Corrélations entre les teneurs des divers éléments	289
CONCLUSIONS	291
1 — Spécialisations géochimiques du massif d'Echassières	291
2 — Evaluation géochimique générale.....	293
3 — Auréoles de dispersion et manifestations extérieures	295

TROISIÈME PARTIE

COMPARAISONS GÉNÉTIQUES

Chapitre premier

COMPARAISON MONTEBRAS-ECHASSIÈRES

1 — Structure et situation géologique	301
2 — Pétrographie	302
3 — Paragenèse et succession	304
4 — Géochimie	306

Chapitre II

COMPARAISON AVEC DES GISEMENTS DE TYPE VOISIN D'AUTRES DISTRICTS

1 — France	311
2 — Etranger	312

Chapitre III

CONSIDÉRATIONS GÉNÉTIQUES

1 — Origine des granites à albite et mica blanc	319
2 — Origine des minéralisations	321
3 — Conditions de mise en place des minéralisations	322
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	325
BIBLIOGRAPHIE	327
TABLE DES FIGURES	333
TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	335
LISTE DES ANNEXES	337
TABLE DES MATIÈRES	339

AVANT-PROPOS

COMMENT aurais-je pu mener ce travail jusqu'à son terme, sans les conseils, le soutien, la collaboration et l'amitié de tous ceux qui ont bien voulu faciliter ma tâche, aussi suis-je heureux qu'il me soit donné aujourd'hui de leur en exprimer toute ma gratitude.

Mes remerciements vont tout d'abord à mes maîtres de l'Université de Clermont-Ferrand, M. le doyen M. ROQUES et M. le professeur P. LAPADU-HARGUES à qui je dois mon orientation vers la géologie et les gîtes minéraux. M. ROQUES a bien voulu accepter de diriger cette étude entreprise dans le cadre des activités du Bureau de Recherches Géologiques Géophysiques et Minières et qui s'est poursuivie également avec le concours de la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique.

Successivement P. LAFFITTE et H. NICOLAS, à la Direction Générale du B.R.G.G.M., puis du B.R.G.M., m'ont donné le loisir et les moyens de réaliser ce travail ; qu'ils veuillent bien trouver ici l'expression de ma vive reconnaissance ainsi que C. BEAUMONT, Directeur Général Adjoint et C. GUILLEMIN, Chef du Département M.P.M.G. dont les encouragements m'ont été précieux.

Depuis 1964 un projet financé par la D.G.R.S.T. m'a permis de réaliser un programme de sondages, de prélèvements et d'analyses géochimiques sans lesquels nos résultats et nos conclusions ne pourraient présenter d'aspect quantitatif et concret. Je remercie M. le professeur P. ROUTHIER qui a soutenu ce projet devant la commission des Sciences de la Terre et qui m'a ensuite accordé de nombreux conseils. Je remercie également M. le professeur E. RAGUIN et J. MAISONNEUVE de l'intérêt qu'ils ont manifesté pour mon travail.

Je remercie particulièrement M. le professeur F. LEUTWEIN qui, tout au long de l'élaboration de cette étude, n'a cessé de me prodiguer ses avis et de me faire profiter de sa large expérience des gisements stannio-wolframifères et, plus spécialement de ceux de l'Erzgebirge dont de trop courtes visites en Allemagne chez M. le professeur OELSNER et en Tchécoslovaquie avec le docteur STEMPROK ne m'avaient permis qu'une vision partielle.

J'ai bénéficié aussi des conseils amicaux et des remarques de R. MOUSSU. Bien des points de cet ouvrage ont été débattus avec lui.

De fructueux échanges de vues avec Mme Jacqueline SARCIA sur les granites à muscovite et leur importance en métallogénie, avec R. BLACK sur les structures annulaires et avec G. SABATIER sur les éléments volatils dans les granites, m'ont aidé à approfondir ces questions.

L. BURNOL, en 1956, m'avait confié la charge de la prospection de la région de Montebrias ; il est donc à l'origine de ce travail qui s'achève à Echassières en une coopération encore plus étroite et amicale sur les problèmes du béryllium dont il est le spécialiste.

Tous ceux qui à l'occasion d'un congrès, d'une tournée ou même d'une visite à l'improviste sont venus à Montebbras ont apprécié le bon accueil qui leur est réservé par M. DEMANDER, Directeur Général de la Société Nouvelle des Mines de Montebbras. J'ai trouvé en lui un interlocuteur toujours prêt à mettre à ma disposition ses informations scientifiques et ses moyens techniques.

A Echassières MM. JOUHET et BARBERON qui animent la Société des Kaolins de Beauvoir m'ont aimablement autorisé à exécuter toutes les recherches qui pouvaient m'être utiles dans les limites du domaine de leur Société, je les en remercie.

La Société Peñarroya m'a permis d'étudier le gisement dont elle est concessionnaire aux Montmins et son chef du Service Géologie-Recherches, M. F. FOGlierini, m'a communiqué aimablement tous les dossiers d'archives le concernant. Sur place M. BARREL s'est rappelé, à mon intention, des moindres détails de l'histoire de l'exploitation de tungstène.

Je dois à L. CHAURIS, de l'Institut Catholique de Paris et à J. GEFFROY, du Commissariat à l'Energie Atomique, d'intéressantes discussions sur ces problèmes des minéralisations associées aux granites qui leur tiennent également tant à cœur.

C'est à l'équipe du B.R.G.M. dans son ensemble que va ma reconnaissance :

— à J. DUFRANC et J. BERTRANEU, responsables des recherches minières en métropole, à R. LAUTEL et L. RENAUD, à la tête de la Division Massif Central, à J.P. CARROUE chef de la mission Marche-Bourbonnais, à Y. LECHAPELAIN et H. HERNANDEZ prospecteurs, auprès de qui j'ai trouvé une collaboration chaleureuse.

— à J.P. BONNICI à qui je dois les premiers échantillonnages de terrain à Echassières et de nombreuses informations sur les gisements de type voisin qu'il avait eu l'occasion d'étudier au Sahara.

— à A. AUTRAN et M. FONTEILLES qui ne m'ont jamais refusé leur concours amical pour résoudre les problèmes de pétrographie.

— à J. BOULADON, C. GRANIER, J. GONI, J.L. JÆGER, C. LÉVY, J. LOUGNON, K. LUCAS, F. PERMINGEAT, PHAN K.D., P. ROUVEYROL, W. SAKOWITSCH, G. TROLY, A. ZISERMAN et à tous les ingénieurs du Service de Gîtologie.

— à H. GRILLOT, J. BEGUINOT et M. BOUCETTA qui ont assuré la réalisation des analyses chimiques et spectrographiques, à A. PARFENOFF qui s'est chargé des séparations de minéraux et à P. PICOT dont l'œil infailible a contrôlé beaucoup de mes déterminations microscopiques.

— à M. CAPITANT et C. BAHEZRE, responsables des analyses à la microsonde électronique et à G. DEREK qui s'est chargé de la programmation sur ordinateur.

Les figures et les cartes ont été redessinées par MM. J.P. AUDOYER et Y. ALLAIGRE. Les photographies ont été développées et tirées par Mme KHANDJIAN et M. P. PIANA et ce sont Mme J. GIRAUD et Mlle M. EMCHE qui ont assuré la frappe du manuscrit.

Enfin, je voudrais rendre ici un hommage tout particulier à Louis CONTAMINE. Il fut pour moi durant les dernières années de sa vie et les premières de ma carrière un guide très cher qui, en dépit de l'âge et d'une maladie douloureuse qu'il savait incurable, avait su conserver tout son dynamisme et cette flamme communicative propre à ceux qu'anime le feu de la prospection minière. Né en 1887 à Nerdre près de Montluçon, Louis CONTAMINE avait dès ses 20 ans suivi Victor LASSALLE dans ses aventureuses recherches de fluorine, de barytine ou d'antimoine à travers le Massif Central. Puis ce furent le charbon, l'or, le tungstène, le plomb etc... en France, en Chine, en Corée, au Maroc. Chercheur désintéressé et modeste il ne laisse derrière lui aucune relation de ses découvertes pourtant nombreuses.

R É S U M É

LES deux gisements de Montebbras et d'Echassières sont des exemples typiques de coupoles granitiques auxquelles peuvent être liées des minéralisations en étain, lithium, tungstène, béryllium...

La première partie de ce mémoire est consacrée à la description du gîte de Montebbras :

— son environnement géologique où dominent les unités granitiques appartenant à la longue chaîne de la Marche ;

— son architecture particulière qui s'apparente aux structures annulaires : autour d'un apex microgranitique central, une couronne de granite à albite s'est mise en place provoquant une bréchification du toit granitique et la formation d'une couche de contact à faciès varié, « stockscheider » feldspathique, « quartzglocke » ou greisens ultra-micacés.

— ses minéralisations essentiellement stannifères et lithinifères localisées dans la couronne de granite à albite et à son contact ;

— son évolution géochimique et l'absence d'auréoles de dispersion primaire dans les roches encaissantes.

Dans la deuxième partie nous traitons des caractéristiques du gîte d'Echassières :

— sa position structurale sur le flanc d'un large dôme anticlinal formé par les mica-schistes et les gneiss de la série cristallophyllienne de la Sioule.

— la duplicité du massif granitique auquel il est lié, où l'on distingue deux unités principales : d'une part un batholite de granite porphyroïde à deux micas, le granite des Colettes, d'autre part un stock en coupole de granite à albite et lépidolite, le granite de Beauvoir.

— ses minéralisations variées où dominent le tungstène, l'étain, le lithium, le béryllium et, accessoirement le tantale-niobium :

— le tungstène appartient à deux phases de l'évolution du massif, à une phase ancienne responsable de l'important stockwerk à wolframite riche en fer de l'Eperon-la-Bosse, et à une phase moyenne responsable des quelques filons à wolframite riche en manganèse du Mazet. Les différences entre ces deux types de gisement sont bien soulignées ;

— le lithium, l'étain, le béryllium et le tantale-niobium sont directement associés à la formation du granite à albite-lépidolite de Beauvoir, *qui constitue ainsi un minéral complexe de ces métaux dont les perspectives de tonnage sont considérables.*

La cassitérite, la lépidolite et la microlite sont contemporaines de la phase de cristallisation majeure de la roche dont ils constituent des minéraux accessoires alors que hercynite et montebbrasite semblent liées à une phase plus tardive, « pneumatolytique ».

— La géochimie très spéciale du massif granitique dans son ensemble qui renfermait, dès les premières phases de son évolution, un potentiel de tous les éléments qui ont donné lieu ultérieurement à des concentrations.

— Les remarquables auréoles de dispersion primaire développées autour du granite des Colettes mais surtout du granite à albite-lépidolite de Beauvoir dans leur environnement de micaschistes, et qui s'étendent jusqu'à plus de deux kilomètres des limites d'affleurement de l'intrusion. Les auréoles les plus spectaculaires sont celles du fluor, de l'étain, du lithium, du tungstène et de l'arsenic dont les courbes d'isoteneur respectives à 1000 g/t de F, 10 g/t de Sn, 500 g/t de Li₂O, 16 g/t de W et 40 g/t d'As délimitent un large secteur hautement anormalique autour et au Sud du stock de Beauvoir. Une méthodologie de recherches des gisements cachés de ce type a ainsi été expérimentée.

La troisième partie consiste en un bilan comparatif des deux gisements. Leurs analogies typologiques sont ainsi mises en évidence :

— relations avec des massifs de granite porphyroïde à deux micas, riches en éléments rares ;

— liaison directe avec des granites à albite, soit à muscovite (Montebras) soit à lépidolite (Echassières), porteurs des minéralisations. *L'originalité de ces granites et leurs caractères de convergence apparaissent au cours de l'étude de leur évolution. Dans les deux cas il s'agit non pas de granites albitisés mais d'albitites granitisées par microclinisation et quartzification tardives.* Leur gisement typiquement magmatique n'exclut pas une origine métasomatique ;

— géochimie caractérisée par la succession de deux phases principales, l'une « alcaline », albitique, riche en fluor, l'autre « pneumatolytique » riche en phosphore. L'importance du rôle du fluor est mise en avant : au moment de la formation des granites à albite dont il a contribué à augmenter notablement la mobilité et comme vecteur de transport de la plupart des métaux, tant à l'intérieur des gisements que dans leur auréole éventuelle. Dans les deux cas le bore semble avoir joué un rôle secondaire, il n'y a pas de tourmalinisation notable. On peut remarquer aussi l'absence du molybdène dans ces paragenèses.

Les divergences que l'on constate entre les deux gisements sont les suivantes :

— différence d'échelle des phénomènes qui, circonscrits à Montebras, sont si intenses à Echassières que nous n'en connaissons pas les limites profondes ;

— différence du comportement des roches encaissantes. Les vieux granites qui encaissent la coupole de Montebras se sont révélés très étanches tandis que les micaschistes qui surplombent celle de Beauvoir se prêtaient à une large diffusion des fluides issus du magma granitique ;

— importance des minéralisations en tungstène et béryllium à Echassières qui font pratiquement défaut à Montebras.

En dépit de ces divergences on peut considérer que les gisements de Montebras et d'Echassières appartiennent à un même type métallogénique et qu'ils sont le résultat de l'évolution de magmas granitiques spécialisés.

INTRODUCTION

LE titre de ce mémoire, pensons-nous, ne paraîtra mystérieux ou équivoque à aucun géologue s'intéressant quelque peu à la métallogénie. L'association de gisements d'étain, lithium, tungstène, béryllium, tantale-niobium avec les intrusions granitiques est un fait reconnu depuis les premiers temps de la géologie ; Elie de BEAUMONT en 1847 insistait déjà sur la localisation des concentrations de ces métaux « dans certaines parties et surtout vers la surface des masses granitiques », mais les discussions ont toujours été vives sur la nature et l'origine des solutions responsables de ces minéralisations, et l'évolution des granites auxquelles elles sont associées.

Beaucoup d'auteurs s'accordent à admettre que de telles concentrations sont la suite d'une accumulation d'éléments volatils dans les parties hautes des magmas granitiques en voie de consolidation.

« Les éléments volatils à l'état de solutions gazeuses ou supercritiques vont former les concentrations de minerai *pneumatolytiques* et les imprégnations pneumatolytiques de contact » (NIGGLI, 1920) ; le célèbre schéma d'EMMONS (1937) synthétise cette manière de voir.

La nature gazeuse des solutions minéralisatrices et l'existence même de gisements pneumatolytiques vrais sont mises en doute par d'autres auteurs qui pensent que des solutions à l'état liquide, hydrothermales, peuvent être également responsables de minerais semblables. D.S. KORZHINSKIY (1955) traduit cette tendance en écrivant : « le terme de stade pneumatolytique est inacceptable car il suppose que les fluides ascendants sont gazeux ».

L'importance des processus métasomatiques postmagmatiques dans la formation des gisements de ce type est mise en avant par de nombreux auteurs de l'école soviétique actuelle : les métaux dispersés au moment de la consolidation du magma seraient remis en solution durant l'évolution postmagmatique du granite.

LEUTWEIN (1965) met en relief le rôle d'une ou de plusieurs phases alcalines qui doivent précéder la phase pneumatolytique pour remobiliser et transporter les éléments inclus dans le magma.

A ces théories qui lient l'origine des métaux de ce groupe directement à celle du granite, et qui posent le problème de la caractérisation des granites métallogènes, M. STEMPROK (1963) et plus récemment L. CHAURIS (1965) opposent l'idée d'une origine plus profonde, indépendante de celle du granite : « la mise en place des granites et des minéralisations seraient alors deux processus connexes... le second ne dériverait pas génétiquement du premier » (CHAURIS, 1965). Les massifs granitiques et leur bordure ne constitueraient que les chenaux de solutions dont la source serait située très profondément dans la croûte terrestre.

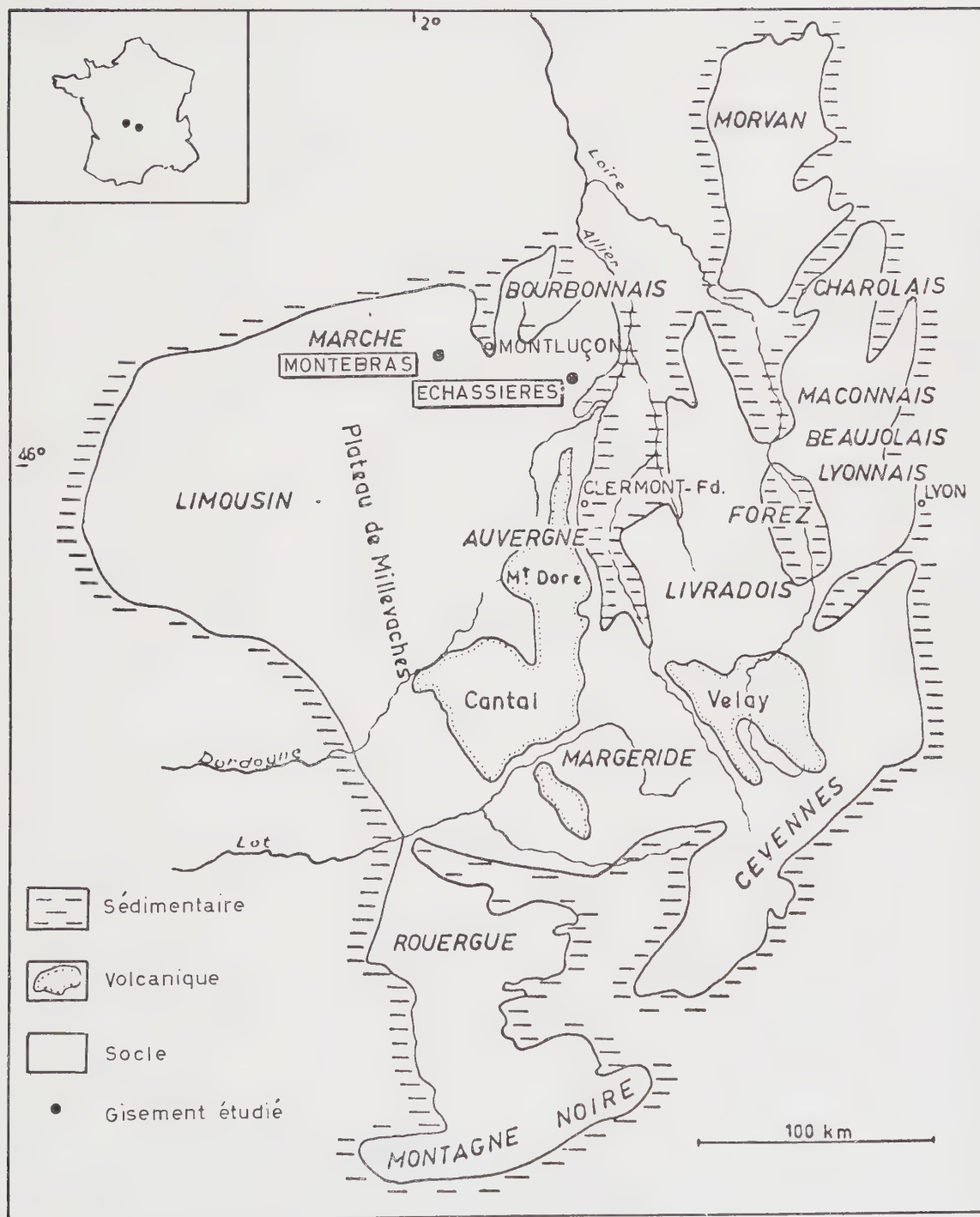
P. ROUTHIER (1963) recommande enfin de ne pas négliger les possibilités de remise en mouvement et de concentration d'éléments préexistants dans les roches des séries encaissantes et les roches assimilées par les granites au moment de leur mise en place.

Notre dessein, dans le cadre limité de la reconnaissance de deux gisements, ne saurait être de résoudre toutes ces questions d'autant que cela nécessiterait de les envisager essentiellement sous un aspect physico-chimique et thermodynamique qui n'est pas le nôtre mais plutôt d'apporter à la critique des éléments d'observation.

Nous croyons tenir dans le gisement de Montebbras et celui d'Echassières deux coupoles granitiques typiques, telles qu'il n'en a jamais été décrit en France, et dont les caractères pétrographiques et géochimiques originaux sont susceptibles d'éclairer sous un angle nouveau la métallogénie de l'étain et des autres métaux associés aux granites.

Nous n'avons pas voulu non plus perdre de vue les débouchés pratiques d'une telle étude. On sait que les perspectives d'approvisionnement en étain pour les prochaines décennies sont pessimistes et que par ailleurs des métaux comme le lithium, le béryllium, le tantale et le niobium voient leurs débouchés s'ouvrir chaque année davantage, il convient donc de s'intéresser aux gisements de ces métaux rares à minerai de teneur relativement basse mais dont la morphologie de masse laisse espérer des réserves en tonnage considérables ; c'est le cas, nous l'espérons, d'au moins l'un des deux gisements étudiés et nous serions comblés si ce travail n'était que le prélude à sa valorisation et non pas son chant du cygne comme cela est trop souvent le cas pour les gisements ouverts à la recherche scientifique en France.

Enfin, dans la perspective plus large de la détection des gisements cachés du type coupole granitique, nous avons expérimenté une méthode de recherche basée sur la détermination des auréoles de dispersion primaire que certains éléments, et en tout premier lieu le fluor, peuvent développer autour d'eux.



SITUATION DES GISEMENTS ETUDIES

PREMIÈRE PARTIE

MONTEBRAS

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA RÉGION DE MONTEBRAS

SITUÉ à la limite nord-ouest du département de la Creuse, à 25 km environ à l'Est de la ville de Montluçon, Montebbras se trouve au point de jonction des trois anciennes provinces du Berry, du Bourbonnais et de Combrailles. Les voies d'accès sont faciles, soit à partir du bourg de Lavaufranche (avec gare S.N.C.F. sur la ligne Montluçon-Guéret), soit à partir de celui de Soumans, tous deux traversés par la route N. 717 qui rejoint Boussac à Chambon-sur-Voueize.

Dans le paysage moyennement tourmenté de cette région, Montebbras apparaît au sommet d'une croupe assez douce et régulière que contourne la vallée de la Petite-Creuse; son sommet culmine à 454 m.

Les activités locales sont essentiellement consacrées à l'agriculture, élevage et petite polyculture; la propriété est très morcelée et les terrains sont considérés comme relativement fertiles pour la contrée.

HISTORIQUE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES

En 1841, établissant la carte géologique de France, DUFRÉNOY et Elie de BEAUMONT distinguaient dans les terrains « primitifs » de cette région deux massifs granitiques laissant entre eux un couloir de gneiss nord-sud, large d'une quinzaine de kilomètres, où se situerait Montebbras.

En 1869, c'est l'ingénieur des Mines MALLARD qui, le premier, va définir les grandes unités géologiques régionales et nous en donner des descriptions pétrographiques qui étonnent encore par leur précision. En 1927, G. MOURET, préfaçant la publication du Journal de voyages de MALLARD pouvait dire : « Rien de ce qu'il a écrit n'a encore été démenti par les progrès que la géologie a accomplis depuis le temps où, jeune ingénieur à peine sorti de l'Ecole des Mines, le marteau à la main, il arpentait les monts et les vallées de la Creuse ». Ce Journal de voyages est le seul document publié des travaux de MALLARD; en effet la carte géologique de la Creuse que le Conseil Général de ce département l'avait chargé d'établir, n'a jamais été publiée.

Il distingue :

- une longue chaîne de granite à mica blanc qui, de l'Est vers l'Ouest, s'étend depuis Saint-Agnan jusqu'à Montluçon. C'est la chaîne de la Marche;
- au Nord de cette chaîne, un plateau de schistes primitifs, percé dans la région de Crozant par un vaste massif de granite à mica blanc. C'est le plateau d'Aigurande;
- au Sud, le grand massif granitique de Guéret qui occupe la majeure partie du département.

Puis De LAUNAY (1892) s'attache à préciser les relations existant entre les granites et les gneiss de la région. Il distingue des granites gneissiques, des granulites gneissiques, des granites granulitisés, des granites et des granulites.

En 1926, G. MOURET et E. RAGUIN, soulignent l'importance de la grande dislocation de Boussac qui sépare le plateau d'Aigurande au Nord des terrains granitiques de la chaîne de la Marche et du plateau de Guéret au Sud. En étudiant plus spécialement le secteur de Châtelus, G. MOURET remarque que si la distinction entre la « granulite » de la chaîne de la Marche et le granite du plateau de Guéret est généralement nette, localement elle est indécise.

En 1932 YANG KIEH classe les roches éruptives de la région en deux catégories :

— « des granites à biotite, les plus anciens, forment une série continue vers le haut depuis les granites francs jusqu'aux micaschistes, en passant par les granites à cordiérite, les gneiss à cordiérite et les gneiss du type banal ;

— des granites à muscovite, du type akéritique très acide et alumineux, plus récents, se trouvent soit en bandes situées le long des massifs de granites à biotite, soit en masses affleurant dans ces derniers et dans les terrains de schistes cristallins ».

En 1949, B. DELORME et A. EMBERGER étudient la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande qu'ils considèrent comme une série renversée. Les travaux de BOINEAU et NICAISE (1950) précisent cet aspect de la structure générale des terrains cristallophylliens dans la région située au Nord de Boussac, où ils décrivent deux ensembles principaux :

— « entre la dislocation de la Marche et la dislocation de Boussac une bande de terrain disloqué comportant surtout des migmatites (anatexites de Boussac) ;

— au Nord de la dislocation de Boussac, une série, dite de l'Indre, de gneiss et micaschistes ».

Enfin BOUGNÈRES (1950) reprenant l'étude des granites de la chaîne de la Marche y distingue des granites anciens, hétérogènes, qui passent en continuité aux anatexites et des granites récents qui recoupent les terrains encaissants « à l'emporte-pièce », les uns et les autres pouvant présenter le faciès « granulite » des granites à muscovite.

HISTORIQUE DES RECHERCHES MINIÈRES ET TITRE MINIER

ÉPOQUE « GALLO-ROMAINE »

On attribue aux Gallo-Romains les travaux dont les importants vestiges attirèrent l'attention de MALLARD au cours de ses tournées géologiques en 1859.

« Sur ce filon quartzeux sont ouvertes des excavations assez considérables : ce sont généralement des trous coniques alignés selon deux directions principales, celles du N-W, celles du N-E

Ces deux lignes d'excavations ont chacune une longueur de plus de 100 mètres : elles sont plus ou moins profondes, plusieurs ont au moins dix mètres de profondeur et vingt à trente mètres de diamètre à l'orifice. Sur le flanc sud-ouest de la colline se trouve un petit bois dont la lisière est aussi occupée par d'anciennes excavations... ». Autour de ces fosses, MALLARD récolta de nombreux échantillons de quartz à cassitérite et l'on découvrit de vieux outils ; il était évident que l'on se trouvait là en présence d'une ancienne exploitation d'étain.

ÉPOQUE CONTEMPORAINE

Dès 1859, un propriétaire de la région, M. POYET entreprit les premières recherches modernes à Montebbras : quelques tranchées et un puits qui fut abandonné à 7 ou 8 mètres de profondeur à la suite du décès de son auteur.

En 1864, à l'instigation de M. MOISSENET, ingénieur au corps des Mines, le baron de CHARNISAY, propriétaire du domaine de Montebbras, décida d'entreprendre de nouveaux travaux ; il créa une société de recherches au capital de 200 000 francs à laquelle succéda, en 1867, une nouvelle société : « *la Société des Mines d'Étain de Montebbras* » ; la concession d'étain de Montebbras fut accordée à cette société par décret du 10.12.1868. Elle s'étend sur les territoires des communes de Soumans, Lavaufranche, Toulx-Sainte-Croix, Saint-Sylvain-Bas-le-Roc, Boussac, Leyrat (Creuse) et Treignat (Allier). La superficie concédée est de 4154 hectares.

De 1865 à 1877 l'exploitation pour l'étain de Montebbras sous la direction successive de MM. BOISSENET, puis EYQUEM, se fit par puits et galeries souterraines ; 12 puits et plus de 5000 m de galeries, pour une production estimée à 60 tonnes d'étain environ. En 1877, la chute du cours de l'étain qui passait de 4000 à 1400 francs, occasionna l'arrêt des travaux. En 1882, la Société des Mines d'Étain de Montebbras était dissoute.

De 1882 à 1907, « *période amblygonite* » ; les sociétés vont se succéder à Montebbras : LAMY père et fils de Montluçon (1882-1884), LASSALLE de Montluçon (1885-1887), DAGINCOURT de Paris (1887-1889), Banque Générale des Chemins de Fer de Paris (1889-1893) et enfin LATAPIE, GERVAL, BRULOT et Cie (1893-1907).

Nous ne disposons que d'assez maigres renseignements sur l'activité de ces sociétés ; elle semble, en ce qui concerne l'étain, avoir été faible, discontinuée et dispersée. Moins de 100 tonnes d'étain auraient été extraites pendant ces 25 années, spécialement entre 1889 et 1892, en 1898 et de 1902 à 1904. Dès cette époque, les exploitants s'intéressaient moins à la récupération de l'étain qu'à l'extraction de l'amblygonite (plus de 2000 tonnes extraites) et accessoirement de produits céramiques : « sables kaoliniques et feldspathiques » feldspaths... En 1898 par exemple la production d'amblygonite atteignit 110 tonnes contre 2 tonnes d'étain tandis qu'une poterie était construite pour l'utilisation des sables feldspathiques. Le 10-12-1904, tous les travaux d'exploitation étaient arrêtés.

1907-1909, « 3^e période étain ». La société « Montebbras limited » issue d'un groupe franco-anglais, oriente à nouveau l'essentiel des activités de recherches vers l'étain. Un vaste programme de recherches est décidé portant sur le gisement en place, les indices de la concession, les alluvions et le mode de traitement. En fait, tous ces travaux de recherches absorbèrent le capital appelé de la Société qui ne trouva pas preneur pour ses actions encore à la souche et dut suspendre ses travaux en octobre 1909. L'exploitation effective n'avait duré que 6 mois, d'avril à septembre 1909 pour une production de 15 tonnes d'étain.

1909-1966, *période « roches feldspathiques »*. Une nouvelle société, « la Société Nouvelle des Mines de Montebbras », abandonne bientôt toute idée de recherche particulière de l'étain pour se consacrer à l'exploitation des feldspaths, roches feldspathiques, kaolin etc... essentiellement dans la « Carrière des Roches ». Ce n'est qu'incidemment, à la faveur d'une mise à jour par son exploitation de concentrations de cassitérite, que cette société a pu récupérer une quinzaine de tonnes d'étain, tandis que son activité « céramique », arrêtée seulement pendant la dernière guerre, augmentait d'année en année et plus spécialement depuis 1954, sous l'impulsion dynamique de son directeur M. DEMANDER, pour atteindre depuis 1964, une production annuelle de plus de 40 000 tonnes de « sables et roches feldspathiques ».

Pendant ce temps, l'inactivité des concessionnaires avait conduit le Service des Mines à mettre le 23 mars 1930 la concession pour étain de Montebbras en état de déchéance. Elle

fut adjugée le 5 juin 1935 à la Société Minière et Métallurgique de Peñarroya qui se contenta, dans les années 1943-1944, de reconnaître les alluvions le long des vallées de la Petite Creuse et du Leyrat. Elle appartient actuellement à la Société Nouvelle des Mines de Montebras.

Enfin en 1955, le B.R.G.G.M. s'intéressa à son tour au problème de l'étain de Montebras : il entreprit une nouvelle reconnaissance des alluvions et une reconnaissance par sondages du gisement en place. Le 8 juin 1959, la concession pour étain était amodiée au B.R.G.G.M. à qui était également accordé, par décret du 31 décembre 1959, un permis de recherches exclusif pour lithium pour une durée de 3 ans, à la suite de nos travaux sur des greisens ultramicacés lithinifères. Le permis n'a pas été renouvelé.

CHAPITRE PREMIER

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

DANS la région de Montebbras, on distingue trois unités géologiques principales (voir fig. 1).

Une chaîne granitique, allongée d'Est en Ouest, large de 5 à 6 kilomètres, et où dominant des faciès de granites à deux micas.

Cette chaîne est dissymétrique :

— vers le Nord, elle est interrompue brutalement par un grand accident tectonique, la faille de la Marche, qui la sépare des *schistes cristallins du plateau d'Aigurande* ;

— vers le Sud, elle passe, dans la région de Montebbras, sans continuité aux *schistes cristallins de Lépaud*.

1. — LES SCHISTES CRISTALLINS

1-1) ZONE NORD (Plateau d'Aigurande).

Les terrains de cette région font partie de la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande. DELORME et EMBERGER (1950) ont reconnu dans cette série une disposition anticlinale dont l'axe, orienté est-ouest, passant par la ville d'Aigurande, est jalonné de massifs granitiques intrusifs ; ces auteurs considèrent cette série comme tectoniquement renversée, les micaschistes formant le noyau de l'anticlinal, des gneiss et embréchites en formant l'enveloppe, vers le Nord et le Sud.

Au Sud, les schistes cristallins du plateau d'Aigurande sont séparés de la chaîne granulitique de la Marche par la dislocation de la Marche. Ils sont également affectés par un autre accident tectonique majeur, situé presque parallèlement au premier auquel il se rattache en allant vers l'Ouest et dont il est distant, dans le secteur qui nous concerne, d'environ 4 km, c'est la dislocation de BOUSSAC. Successivement DE LAUNAY (1892), MOURET et RAGUIN (1926), K. YANG (1932), BOINEAU et NICAISE (1950) ont décrit cet accident qui est souligné par une large zone mylonitique. A hauteur de Leyrat il subit un décrochement vers le Nord d'environ 3 km en allant vers l'Ouest.

Les schistes cristallins de cette région sont représentés par trois faciès principaux : des gneiss, des anatexites et des amphibolites.

1-1-1) LES GNEISS DE SUGÈRES ET SAINT-PIERRE-LE-BOST.

La dislocation de Boussac limite brutalement le domaine des gneiss qui s'étend au Nord de cet accident. D'après l'étude de BOINEAU et NICAISE, ils appartiennent à la « série de l'Indre » et sont représentés par deux faciès principaux :

- les gneiss amygdalaires de Sugères, où l'on distingue, au milieu des lits phylliteux des amygdales de quartz et de matériel aplitique ;
- les gneiss à deux micas de Saint-Pierre-le-Bost, à texture fine.

1-1-2) LES ANATEXITES DE BOUSSAC.

Elles occupent la majeure partie du compartiment limité par la dislocation de la Marche au Sud. Il s'agit d'anatexites à cordiérite à faciès nébulitique ; elles contiennent de nombreuses zones fracturées.

1-1-3) LES AMPHIBOLITES DE TREIGNAT.

Elles font partie d'un ensemble de larges bancs de même nature qui alternent avec de grandes intercalations d'anatexites dans tout le secteur compris entre Treignat, Huriel et Saint-Martinien.

A Treignat l'un de ces bancs, venant de l'E-NE, se termine en biseau, tangentiellement à la faille de la Marche ; ses affleurements sont bien visibles dans la tranchée du chemin de fer près de la station de Treignat.

De couleur vert sombre à noir, à grain fin, bien litées, ces amphibolites sont essentiellement constituées de quartz, plagioclase (An 50) et hornblende verte.

Pour YANG KIEH (1932), elles appartiendraient à un ensemble de roches amphibolitiques que l'on retrouve dans d'autres régions du plateau d'Aigurande et qui « présentent des propriétés magmatiques comparables à celles des diorites et des gabbros » : elles auraient une origine « ortho ». Pour BOUGNÈRES (1950), elles ne peuvent au contraire être considérées comme de simples roches éruptives : « ce sont des roches métamorphiques, en raison de la présence du microcline et de la myrmékite qui prouve l'apport granitique... Je les ai nommées amphibolites migmatitiques ».

1-2) ZONE SUD (Zone de Lépaud).

Le massif d'anatexites de Lépaud, reconnu par DABROWSKI en 1952 forme la bordure méridionale de la chaîne de la Marche ; elle n'est pas soulignée, comme au Nord, par un accident tectonique. Bien au contraire les anatexites de Lépaud, à biotite et cordiérite, tendent par leur structure, leur composition minéralogique et leur aspect général à prendre un faciès granitique. C'est ce que BOUGNÈRES en 1950, exprimait en disant : « Les granites anciens de la Marche passent, en continuité, aux anatexites ». En fait les observations que nous avons pu faire immédiatement au Sud de Soumans, à hauteur de la ferme de Drouille, dans les tranchées creusées pour les adductions d'eau ou pour les P.T.T., montrent que le contact entre le granite de Chanon et les anatexites de Lépaud est brutal et sans continuité.

2. — LES MASSIFS GRANITIQUES

Les terrains granitiques de la région de Montebbras appartiennent au domaine de la chaîne « granulitique » de la Marche [(1) page 26].

La chaîne « granulitique » de la Marche forme une bande, longue de plus d'une centaine de kilomètres, large d'une dizaine au maximum, qui se suit d'Est en Ouest, depuis les environs de Montluçon jusqu'à La Souterraine ; à partir de cette ville, elle perd son individualité et se

confond avec la chaîne « granulitique » de la Haute-Vienne qui se développe plus largement en deux branches, l'une méridionale, l'autre occidentale en laquelle de nombreux auteurs voient la continuation de la zone sud du Massif Armoricain.

Les chaînes « granulitiques » de cette partie du Massif Central ont fait l'objet de nombreux travaux. Nous rappellerons simplement ici les plus récents d'entre eux :

YANG KIEH (1932) voit dans les granites à muscovite de la chaîne de la Marche les granites les plus récents par rapport aux granites à biotite.

BOUGNÈRES (1950) distingue dans la partie orientale de la chaîne de la Marche des granites anciens à biotite et deux types de granites à deux micas, les uns passant progressivement aux granites à biotite, les autres à caractère nettement intrusif.

CHENEVOIX (1958) étudie en détail la chaîne « granulitique » de la Haute-Vienne et la partie occidentale de la chaîne de la Marche. Il souligne le caractère tardif de la « granulitisation » ; il distingue une « infrastructure » ancienne à faciès de granite et à texture orientée et une « superstructure » à faciès de « granulite » et à cristallisation large : « les variations progressives se font conjointement dans la texture, la structure et l'expression minéralogique : tandis que l'orientation s'estompe peu à peu sans jamais perdre de sa régularité, la paragenèse « profonde » à biotite-sillimanite-oligoclase-anorthose évolue, par touches insensibles, vers celle de la superstructure. Au terme d'une transformation parfaitement graduelle se trouve réalisée, à partir du granite orienté, la granulite franche à texture équante ».

Dans le secteur de Montebbras, la chaîne « granulitique » (1) de la Marche perd de son homogénéité. Les faciès à muscovite dominante, *granite de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc* et *granite de Grand-Roche*, émergent au milieu d'un plus vaste massif de granite à biotite, *celui de Chanon*. Des granites à grain fin, en gisements de tendance filonienne, *granite de Toulx-Sainte-Croix* et *granite de Chateaux*, recoupent l'ensemble de ces granites anciens de la Marche, tandis que, à Montebbras, un *granite à albite* accompagné de minéralisations va se mettre en place autour d'une intrusion *microgranitique* (voir annexe II).

(1) Nous éviterons, dans la suite du texte l'emploi du terme de granulite (et les termes dérivés). On sait que, en France la première définition en avait été donnée par Michel LÉVY en 1874 : « nous proposons de donner à l'avenir le nom de *granulite* à des roches exclusivement éruptives, à grain fin, essentiellement composées de lamelles abondantes de feldspaths (en général orthose et oligoclase) au milieu desquelles on distingue de nombreux grains de quartz et des paillettes de micas ordinairement argentins ». Il est facile de constater aujourd'hui dans la littérature géologique française combien le sens donné par Michel LÉVY au mot granulite s'est élargi et déformé. Pour les uns, il désigne des granites à quartz automorphe (ou granulitique), pour d'autres des granites à muscovite seule ou bien des granites à deux micas, sans préciser, dans ces derniers cas, la place de la muscovite dans l'évolution de la roche : muscovite « primaire » dont le développement est indépendant des biotites ou feldspaths, ou bien muscovite « secondaire » résultat d'une « muscovitisation » des biotites ou des feldspaths.

Toutes les définitions et les usages français du terme granulite sont en complet désaccord avec le sens qui lui est généralement attribué dans la littérature géologique mondiale. Pour les auteurs étrangers, le terme de *granulite* désigne une roche métamorphique ; des gneiss fins, peu micacés, de faciès profond (faciès métamorphique « granulit » d'ESKOLA, 1939). Le terme originel s'applique au faciès très particulier de la « granulitgebirge », en Saxe, gneiss quartzo-feldspathique bien lité à grenat et disthène. Pour certains auteurs anglais, il s'applique aussi à des gneiss fins formés par granulation cataclastique et recrystallisation.

Il est donc tout à fait logique, afin de mettre fin à une confusion et une imprécision grandissantes, de se ranger à l'avis de J. JUNG (1958) qui, dans son Précis de Pétrographie, adopte le sens « métamorphique » international aux dépens du sens « éruptif » français, quitte à préciser par les périphrases convenables la présence de quartz automorphe ou de muscovite dans un granite, car, nous aurons l'occasion d'y revenir, il faut attacher en métallogénie, une grande importance à certains faciès granulitiques à muscovite.

Pour la bonne compréhension de notre exposé il nous arrivera d'utiliser encore le terme de granulite, soit à l'occasion de citations, soit pour faciliter les comparaisons ou les rapprochements des unités locales avec des ensembles régionaux traditionnellement définis comme « granulitiques ». Dans ce cas, des guillemets seront systématiquement utilisés.

2-1) LE GRANITE DE CHANON.

2-1-1) GISEMENT.

Le granite de Chanon constitue, dans le secteur de Montebbras l'élément principal de la chaîne de la Marche. Il s'étend, d'Ouest en Est, sur une largeur de 5 à 6 kilomètres depuis la route N. 697 Boussac-Gouzon jusqu'à une ligne allant de La Baclière au Mazurier, un peu à l'Est de Montebbras. Dans la topographie d'ensemble de la chaîne, le domaine du granite de Chanon correspond à un adoucissement net du relief, à un seuil facilitant la traversée de la Marche, et dont la route et le chemin de fer ont d'ailleurs profité. Vers le Nord, le granite de Chanon s'appuie directement sur la dislocation de la Marche et les schistes cristallins du plateau d'Aigurande; vers le Sud, son extension est plus large, il forme une bande longue d'une vingtaine de kilomètres depuis Vautredeix au Sud-Ouest jusqu'à Laugères au Nord-Est à la limite du massif d'anatexites de Lépaud.

Il existe de bons affleurements de ce granite dans la tranchée de chemin de fer à proximité de la station de Chanon, et sur la route de Lavaufanche à Montebbras.

2-1-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Aspect macroscopique.

Le granite de Chanon est une roche de couleur grisâtre, gris bleuté à gris rougeâtre, formée de quartz, de feldspaths, de biotite, d'un peu de muscovite, et de gigantomolite en empilements micacés noirâtres bien visibles et dont la présence est un caractère constant de la roche.

La texture générale est massive, avec une légère tendance à l'orientation des micas noirs, seulement décelable sur de gros échantillons; la structure est porphyroïde; les phénocristaux de feldspaths, blanc-laiteux, atteignent parfois plus de 5 centimètres de longueur; quant aux empilements de gigantomolite, ils sont généralement centimétriques.

L'altération du granite donne naissance à une arène argileuse assez colorée en jaune et rouille dans laquelle les pseudocristaux de gigantomolite se détachent facilement.

Aspect microscopique.

La composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Biotite	Apatite
Feldspath potassique	Muscovite	Zircon
Plagioclase	Cordierite	Tourmaline

Le feldspath potassique, en gros phénocristaux, maclés Carlsbad, contient une fine perthite en veines et fuseaux ou en petites taches. Ces perthites dessinent des zones d'abondance variable à contour cristallographique assez net traduisant des variations de la teneur en albite du feldspath lors de sa cristallisation.

Le plagioclase est en cristaux sub-automorphes à zonation floue et régulière. Le cœur est de l'oligoclase à 28 % d'An partiellement séricitisé, le bord est de l'albite pure. Le plagioclase a des relations de remplacement avec le feldspath potassique sans que le sens du remplacement soit bien net.

Le quartz est interstitiel, en mosaïque de petits cristaux non déformés et parfois en gros cristaux assez déformés.

La biotite, brun-rouge, est riche en zircon. Elle est transformée secondairement en biotite brun-vert.

La muscovite se développe sur le plagioclase ou à proximité de la biotite; les relations entre les deux micas semblent complexes; elles n'ont pas été analysées.

La tourmaline verte est rare; lorsqu'elle se présente, elle est associée à la muscovite.

Composition chimique.

Echantillon M C 5 prélevé au S-E de Lavaufanche.

	%		%
SiO ₂	72,00	MgO	2,40
Al ₂ O ₃	15,85	Na ₂ O	2,70
Fe ₂ O ₃ }	2,10	K ₂ O	3,65
FeO }		Li ₂ O	0,03
TiO ₂	0,35	F	0,08
MnO	0,04	P ₂ O ₅	0,02
CaO	0,55	H ₂ O ₋	0,25
		H ₂ O ₊	0,40
		Total	100,42

Paramètres de Niggli

si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg
355,15	45,99	26,72	2,91	24,38	1,29	0,13	47,14	66,45

Norme CIPW

Qz	Or	Ab	An	Hy	Cd	Ilm	Ap	Fl
36,70	21,59	22,82	1,21	9,35	7,00	0,67	0,13	0,15

Paramètres de Lacroix

II-3-1-3-1-1-1-2

Eléments en traces (en grammes par tonne)

	P	F	Li ₂ O	Sn	W	B	As
MC 5		800	300	51	104	20	36
Moyenne de 106 échantillons	431	1670	468	80	119	51	54

Définition du granite de Chanon.

C'est un granite alcalin à calco-alcalin, porphyroïde, à biotite et un peu de muscovite, riche en éléments rares.

2-1-3) RELATIONS AVEC LES FORMATIONS ENVIRONNANTES.

2-1-3-1) Avec les schistes cristallins.

Nous avons signalé, en traitant des schistes cristallins de la zone sud que le granite de Chanon présentait un contact net avec les anatexites du massif de Lépaud.

Vers le Nord, la limite entre le granite de Chanon et les anatexites de Boussac se confond avec la dislocation de la Marche. A l'approche de cette dislocation, le granite de Chanon est affecté, sur plusieurs centaines de mètres de largeur (2 à 400 m) par des phénomènes d'étirement et d'écrasement qui deviennent intenses à proximité même de la faille. Il existe tout au long de cet accident une bande mylonitique dont les plus beaux affleurements sont visibles dans les carrières de Lavaufanche. Il s'agit d'une roche très dure, compacte, grisâtre ; on y distingue des feldspaths écrasés, des alignements plus ou moins contournés de micas noirs et de nombreux filets de quartz s'anastomosant à travers toute la roche. Sur le front de la carrière principale de nombreuses fractures sont visibles, généralement orientées Est-Ouest avec un pendage moyen N. 50. Dans quelques fissures quartzeuses on a rencontré des traces de mispickel, pyrite, fluorine et chalcopite.

2-1-3-2) Avec les autres formations granitiques.

A propos de chacune des autres unités granitiques avec lesquelles le granite de Chanon est en contact, nous préciserons ses rapports avec lui. Pour l'instant nous nous contenterons de donner par avance les conclusions de ces examens.

Nature		Chanon	Gd-Roche	St-Sylvain	Chateaux	Montebras 1	Montebras 2
granite à biotite type Guéret	Chanon						
granite à 2 micas type La Marche	Gd-Roche	↑					
idem	St-Sylvain	↑	0				
granite aplitique	Chateaux	↑	↑	↑			
micro- granite	Monteb. 1	↑	↑	↑	?		
granite à albite et muscovite	Monteb. 2	↑	↑	↑	?	↑	

Relations entre les unités granitiques de la région de Montebras

0 — contemporains.

↑ — non contemporains. Exemple : Montebras plus jeune que Chanon.

— Le contact avec le massif granitique de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc est probablement anormal et par faille tout au long de leur limite nord-sud, parallèlement à la route N 697. Par contre, il pourrait exister un passage progressif de l'un à l'autre granite à la limite sud du massif.

— Le contact avec le massif granitique de Grand-Roche présente également un double aspect :

vers l'Ouest, le Sud et le Sud-Est la limite entre le granite de Grand-Roche et le granite de Chanon est imprécise tandis que vers le Nord-Est, elle semble soulignée par un décrochement.

— Le granite de Chateaux présente un gisement de tendance filonienne, intrusif dans le granite de Chanon.

— Le microgranite de Montebraz est intrusif dans le granite de Chanon.

Enfin, le granite de Chanon est traversé par quelques filons d'aplite et d'assez nombreux filons de quartz.

2-1-3-3) Comparaison avec le granite de Guéret.

Le granite de Guéret, malgré une assez grande diversité d'aspect, est considéré par tous les auteurs comme une unité géologique bien distincte. Les études successives de MALLARD (1869), MOURET (1925), RAGUIN (1946), DEMAY (1948), GROLIER (1955) et CHENEVOY (1958) le présentent comme un granite calco-alkalin monzonitique, souvent porphyroïde, riche en biotite et contenant très fréquemment de la cordiérite. Tous soulignent, avec des interprétations variées, l'association du granite de Guéret et des gneiss auxquels il passe graduellement.

La plupart de ces caractères s'accordent avec ceux du granite de Chanon : composition, aspect, relations avec les granites à muscovite... Il n'y a que sur la question des rapports du granite avec les schistes cristallins et sur celle de la teneur en éléments en traces que l'analogie est moins frappante :

1) le passage graduel du granite de Chanon aux anatexites n'a pas été observé.

2) les teneurs en étain et tungstène sont considérablement plus élevées dans le granite de Chanon (80 g/t de Sn et 119 g/t de W) que dans le granite de Guéret (voir tableau 1).

TABLEAU 1

Eléments en traces (en g/t) dans le granite de Guéret

Provenance	P	F	Li ₂ O	Sn	W
A 1205 Le Monteil la Donne (<i>Creuse</i>)	280	750	250	23	8
A 1206 Cressat (<i>Creuse</i>)	480	520	210	25	10
A 1207 Parsac (<i>Creuse</i>)	200	340	140	20	4

En conclusion, en dépit d'une différence de comportement respectif vis-à-vis des anatexites et d'une teneur anormale en éléments rares, il semble logique de rattacher le granite de Chanon à l'ensemble granitique du Plateau de Guéret.

2-2) LE GRANITE DE SAINT-SYLVAIN-BAS-LE-ROC.

2-2-1) GISEMENT.

Le granite de St-Sylvain-Bas-le-Roc représente, dans la région de Montebbras, le faciès-type de ce qu'il est convenu d'appeler les « granulites » de la Marche ; il est l'avant-dernier maillon de la chaîne de la Marche, le dernier de quelque importance, à présenter ce faciès caractéristique.

Ses limites naturelles sont, au Nord, la dislocation de la Marche et les schistes cristallins du plateau d'Aigurande, à l'Est et au Sud-Est, le granite de Chanon, enfin au Sud-Ouest et à l'Ouest les terrains sédimentaires du bassin de Gouzon et les granites du plateau de Guéret.

Nous n'avons étudié que la partie la plus orientale de ce massif.

2-2-2) PÉTROGRAPHIE.

Aspect macroscopique.

Le granite de St-Sylvain-Bas-le-Roc est une roche de couleur claire, sur laquelle se détachent des feldspaths roses, parfois en larges phéno-cristaux, et de grandes écailles de muscovite ; le grain est assez gros (3 à 6 mm). La texture est équante sauf dans la partie nord du massif, au voisinage de la dislocation de la Marche, où l'on distingue une orientation et une schistosité nettes. Localement on note la présence d'amygdales pegmatoïdes.

Aspect microscopique.

La composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Plagioclase An ₁₀	Biotite	Rutile
Microcline	Muscovite	Tourmaline	

La structure est granoblastique, le quartz présente souvent une tendance à l'automorphisme. La muscovite est plus abondante que la biotite et l'entoure généralement.

Dans les échantillons prélevés sur le versant nord, tous les minéraux sont déformés et il y a recristallisation de quartz dans les nombreuses fissures.

2-2-3) VARIATION DE FACIÈS — RELATIONS AVEC LE GRANITE DE CHANON.

Dès 1857, MALLARD signalait, tout au long de la chaîne « granulitique » de la Marche, le caractère orienté du granite sur son versant nord et massif sur son versant sud. Il ajoutait en outre que, en plusieurs points, il pouvait être difficile de tracer la limite entre le granite à deux micas et le granite à biotite à sa bordure sud.

BOUGNÈRES en 1950, dans son travail sur les granites de l'extrémité orientale de la Marche remarque à son tour « que l'on pouvait considérer que la granulite forme un massif très hétérogène où les différents faciès passent progressivement les uns aux autres et qu'il existe une continuité entre les granulites et les granites des types de la Dapeyre ou de Busières... ; des échantillons pris tous les cent mètres sont identiques, mais pris tous les kilomètres, ils traduisent un enrichissement en muscovite du granite ancien qui, au Nord, devient une granulite franche ».

Nous avons constaté cette même diversité dans les faciès du granite de St-Sylvain, noté sa nette orientation à proximité de la faille de la Marche, puis sa richesse en muscovite qui va diminuant à mesure que l'on se dirige vers le Sud. Au-delà de Toulx-Ste-Croix, le faciès du granite de St-Sylvain-Bas-le-Roc s'apparente à celui du granite de Chanon, la biotite est présente, la gigantomolite apparaît et la muscovite se fait de plus en plus rare, à tel point que la limite entre les deux granites pourra se tracer à différents niveaux selon la qualité de l'observation (œil, loupe ou microscope).

La limite orientale du massif de St-Sylvain avec le granite de Chanon est marquée, dans la topographie, par une brusque rupture du relief, mais les contacts sont masqués par une formation de piedmont, large de quelques centaines de mètres, de part et d'autre de laquelle les deux granites présentent leur faciès propre bien distinct. On peut seulement émettre l'hypothèse d'un contact anormal.

Altération.

L'arénisation du granite de St-Sylvain-Bas-le-Roc a donné naissance, au lieu-dit des Pierres Jaumâtres, à un curieux ensemble d'énormes masses arrondies, plus ou moins aplaties ou coniques, de granite non altéré, certaines noyées dans l'arène, d'autres bien dégagées et souvent en équilibre ; les masses sont striées verticalement. J'ai noté un bloc de même type, en bordure de la route qui va de Chanon à Toulx, face au hameau de La Garde.



Ph. 1 — Les Pierres Jaumâtres.

Eléments en traces

La recherche de ces éléments n'a été faite que sur un seul échantillon.

	P	F	Li ₂ O	Sn	W
A 1219	280	3600	1885	191	98

Les résultats sont exprimés en grammes par tonne.

2-3) GRANITE DE TOULX-SAINTE-CROIX.

2-3-1) GISEMENT.

La partie méridionale du granite de St-Sylvain-Bas-le-Roc est marquée par un alignement Ouest-Sud-Ouest de pointements d'une roche à grain fin qui constituent les plus hauts reliefs de la chaîne de la Marche dans ce secteur ; ils s'échelonnent depuis Toulx-Sainte-Croix jusqu'à Bosfeix.

L'importance exacte de ces massifs est difficile à évaluer car ils développent, de part et d'autre de leurs affleurements, des zones d'éboulis étendues. Il semble pourtant qu'il s'agisse de larges filons.

2-3-2) PÉTROGRAPHIE.

Aspect macroscopique.

Le granite de Toulx-Ste-Croix est un granite de grain irrégulier, généralement fin, parfois saccharoïde et développant localement un faciès pegmatitique. De couleur claire à blanchâtre il est riche en micas blancs et contient des nids de tourmaline noire très caractéristiques. La roche est dure mais se débite facilement grâce à un système de joints bien développé.

Aspect microscopique.

Les échantillons types recueillis dans les carrières qui environnent le sommet de Toulx-Ste-Croix ont la composition minéralogique suivante :

Quartz	Microcline	Tourmaline
Albite An ₅	Muscovite	

Le grain est fin ; tous les minéraux présentent des déformations mécaniques et une extinction roulante, sauf les grandes plages de tourmaline déchiquetée. Le microcline est moiré, l'albite contient de nombreuses paillettes de muscovite.

C'est un granite aplitique à muscovite et tourmaline.

2-3-3) RELATIONS AVEC LE GRANITE DE SAINT-SYLVAIN-BAS-LE-ROC.

Le caractère intrusif du granite à tourmaline de Toulx dans le granite à deux micas de Saint-Sylvain n'a pu être mis en évidence en raison des éboulis qui en masquent les contacts, mais cette hypothèse est la plus vraisemblable.

2-4) LE GRANITE DE GRAND-ROCHE.

Le type en a été choisi dans une carrière située à un kilomètre environ au Sud de Treignat sur la petite route qui va au Mazurier. A cet endroit il s'agit d'un granite à deux micas qui s'apparente par son aspect à celui de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc et, d'une manière générale, aux granites à deux micas de la chaîne « granulitique » de la Marche dont il constituerait l'avant-poste le plus oriental.

2-4-1) GISEMENT.

La carte géologique au 1/80 000 donne une large extension à la « granulite » du massif de Grand-Roche puisqu'elle étend son domaine sur près de 10 km d'Est en Ouest et 4 km du Nord au Sud, soit une superficie de 30 km² environ, y incluant notamment l'intrusion microgranitique de Montebbras.

Nos levés de terrain montrent qu'il convient de réduire considérablement ce domaine, la majeure partie des extensions indiquées étant occupées par du granite de Chanon un peu plus riche en muscovite mais encore très caractéristique et par un granite à deux micas à grain fin. En fait le granite de Grand-Roche, tel qu'il sera défini dans le paragraphe suivant, affleure dans un secteur limité, long de 3 à 3,5 km, large de 2 km, soit une superficie de 5 à 6 km² seulement. Il forme les reliefs les plus élevés de la contrée depuis le puy Chevrier à l'Ouest, jusqu'à Grand-Roche et La Valade à l'Est.

2-4-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Aspect macroscopique.

Dans son faciès type, à la carrière de Grand-Roche, le granite est disposé en bancs sub-verticaux avec joints bien développés. Sa texture est à grain moyen (2 à 10 mm), localement à tendance porphyroïde. La roche est de couleur claire, rose à blanchâtre. Le quartz est en grains transparents, les micas sont assez abondants en larges paillettes ou empilements : la biotite paraît aussi fréquente que la muscovite mais elle est souvent bordée par un liséré de cette dernière.

Aspect microscopique.

La composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Biotite	Rutile
Microcline	Muscovite	Apatite
Plagioclase	Tourmaline	Oligiste

Le quartz est de deux types : certaines plages sont à tendance automorphe, corrodées et contiennent de fines baguettes transparentes probablement de tourmaline ; l'extinction est légèrement roulante ; d'autres plages sont xénomorphes.

Le microcline est perthitique avec un développement de plages de muscovite et d'albite. Il englobe d'anciens plagioclases corrodés.

Les plagioclases sont de deux types :

- albite-oligoclase résiduelle dans le microcline et même le quartz ;
- albite en cristaux lamellaires chargés de paillettes de micas selon les clivages.

La biotite est peu colorée ; elle est remplacée plus ou moins complètement par de la muscovite à partir de ses bords extérieurs.

La muscovite est en belles lamelles ; elle contient très fréquemment (70 % des cas) des résidus internes de biotite.

La tourmaline, brun jaunâtre clair, est en plages millimétriques discontinues ; elle est surtout associée à l'albite.

Analyse chimique (échantillon MN 35 — Carrière de Grand-Roche).

SiO ₂	75,10	Na ₂ O	1,40
Al ₂ O ₃	15,60	K ₂ O	3,20
TiO ₂	0,00	Li ₂ O	0,14
Fe ₂ O ₃	0,00	P ₂ O ₅	0,03
FeO	1,20	F	0,41
MnO	0,05	H ₂ O ₊	1,10
CaO	0,60	H ₂ O ₋	0,10
MgO	1,40		
		Total	100,33

Paramètres de Niggli

si	al	fm	c	alk	t	p	k	mg
457,89	55,95	19,42	3,92	20,71	0,00	0,08	60,12	65,94

Norme CIPW

Qz	Or	Ab	An	Hy	Cd	Ap	Fl
51,57	18,93	11,83	0,00	5,79	9,82	0,07	1,64

Paramètres de Lacroix

II-2-1-3-1-1-2-2

Eléments en traces (en grammes par tonne)

Moyenne de	P	F	Li ₂ O	Sn	W	B	As
8 échantillons	300	3850	1080	164	163	276	7
MN 35	660	4120	1400	190	168	420	10

2-4-3) RELATIONS.

Dans presque toutes les directions, sauf vers le Nord où il s'appuie sur la dislocation de la Marche, le granite de Grand-Roche est en contact avec le granite de Chanon.

Il se pose à propos du contact de ces deux granites les mêmes questions qu'à propos de celui du granite de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc (tout à fait identique à celui de Grand-Roche) avec le granite de Chanon :

— vers le Nord-Ouest le contact est marqué par une dénivellation brutale, assez rectiligne, qui pourrait correspondre à une faille.

— ailleurs la rareté des affleurements ne nous a pas permis d'examiner le contact direct entre les deux roches. Les tranchées de prospection géochimique montrent que, s'il existe un passage progressif, il doit être relativement rapide.

En résumé, tous les caractères du granite de Grand-Roche le rapprochent du granite de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc et, d'une manière générale, des granites à muscovite de la chaîne de la Marche, et la distinction proposée par BOUGNÈRES (1950) entre un granite ancien (Saint-Sylvain-Bas-le-Roc) et un granite récent (Grand-Roche) ne semble pas justifiée.

2-5) LE GRANITE DE MONTGALBRUN.

2-5-1) GISEMENT.

A 800 mètres environ au Sud-Ouest du village de Montebras, au Nord du chemin qui va au hameau de Vendouiex, une butte de terrains en friches d'une superficie d'une dizaine d'hectares est constituée par un granite à mica blanc, c'est le granite de Montgalbrun.

2-5-2) PÉTROGRAPHIE.

Aspect macroscopique.

Le granite de Montgalbrun est un granite de couleur rosée, à grain moyen (2 à 3 mm), relativement homogène ; les quelques phénocristaux de feldspath rose qu'il renferme, ont une taille atteignant rarement plus de un centimètre ; parfois la roche contient des pseudo-cristaux (2 à 3 cm) de gigantomite micacée identiques à ceux que l'on rencontre dans le granite de Chanon. Le mica blanc est abondant, en petites paillettes ; le quartz est grisâtre et présente une nette tendance au développement automorphique.

Aspect microscopique.

La composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Albite An 4-6	Biotite
Microcline	Muscovite	Apatite

La structure est grenue ; le quartz se présente soit en agrégats granulaires, soit en plages automorphes contenant des aiguilles incolores (tourmaline ?). Le microcline, légèrement perthitique est très altéré ; il est toujours en association avec de la muscovite. La muscovite domine largement la biotite dont elle enveloppe les quelques plages.

2-5-3) RELATIONS.

Tout autour du massif de Montgalbrun les affleurements sont rares et il est difficile de préciser les rapports exacts de ce granite avec le granite de Chanon qui l'environne (sauf vers l'Ouest et le Sud en direction desquels il disparaît sous les formations du Miocène).

Vers l'Est, il existe, entre les affleurements de ces deux granites, une zone intermédiaire, large d'une centaine de mètres, où l'on rencontre une roche microgrenue, que j'appellerai microgranite de Chabannes, et qui est analogue au microgranite de Montebras. S'agit-il d'une unité pétrographique distincte ou bien d'un faciès de bordure ? D'après les échantillons de pierres volantes il semble que la deuxième hypothèse puisse être retenue. Dans ce cas, il conviendrait de souligner le caractère intermédiaire du granite de Montgalbrun qui présenterait à la fois une certaine parenté avec le granite de Chanon (présence de gigantomite micacée) et un faciès d'évolution identique à celui qui forme le cœur de l'intrusion de Montebras.

2-6) LE GRANITE DE CHATEUX.

A proximité du hameau de Chateux, en bordure de la route qui va de Soumans à Montebras, immédiatement après avoir traversé la Petite Creuse, deux carrières sont ouvertes dans un massif de granite à grain fin, à deux micas.

2-6-1) GISEMENT.

Le granite de Chateux forme une colline allongée de l'W.SW à l'E.NE entre les vallées de la Petite Creuse au Sud et celle du ruisseau de Chateux au Nord. L'allure générale est celle d'un large filon (100 à 200 m de puissance). Vers l'Ouest-Sud-Ouest, il disparaît sous les allu-

vions, réapparaît une première fois au milieu d'elles en un îlot de quelques hectares, puis à nouveau de l'autre côté de la vallée. Vers l'Est-Nord-Est l'extension du granite de Chateaux est de quelques centaines de mètres. Toujours dans cette direction, à un kilomètre environ, nous avons retrouvé les affleurements d'un petit massif filonien du même type.

2-6-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Aspect macroscopique.

Le granite de Chateaux est homogène ; la roche est tenace mais se délite facilement grâce à des joints verticaux très développés qui soulignent son gisement filonien.

Le grain est fin (1 à 2 mm), la couleur gris-rosé passant au jaune brunâtre sur les parois des joints. Il n'y a pas de porphyroblastes, ni d'orientation. Biotite et muscovite sont également représentées. L'aspect général est celui d'un granite aplitique à deux micas.

Aspect microscopique.

La composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Biotite	Tourmaline
Microcline	Muscovite	Apatite
Albite-oligoclase An 10-12		

Le quartz est à extinction très roulante ; le microcline contient des grains de quartz automorphes inclus. La tourmaline, jaune à verdâtre, est en petits cristaux. La biotite est très colorée ; la muscovite est en lames bien individualisées et n'est jamais associée ni au feldspath potassique ni à la biotite. La structure est grenue et tous les minéraux essentiels sont également développés.

Analyse chimique

SiO ₂	72,55 %	MgO	0,10 %
Al ₂ O ₃	16,05 %	Na ₂ O	4,00 %
TiO ₂	0,13 %	K ₂ O	3,80 %
Fe ₂ O ₃	0,67 %	Li ₂ O	0,02 %
FeO	0,28 %	P ₂ O ₅	0,11 %
MnO	0,05 %	H ₂ O+	1,05 %
CaO	0,98 %	H ₂ O—	0,35 %
		Total	100,14 %

Paramètres de Niggli

si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg
408,55	53,17	5,46	5,91	35,46	0,55	0,26	38,52	15,46

Norme CIPW

	Qz	Or	Ab	An	Hy	Co	Ma	Hm	Ilm	Ap	Fl
	32,80	22,48	33,81	4,22	0,25	3,80	0,69	0,20	0,25	0,24	0,00

Paramètres de Lacroix

I-4-2-3-1-1-2-4

2-6-3) RELATIONS.

Il n'y a pas d'endroits favorables à l'examen du contact direct entre le granite de Chateaux et le granite de Chanon. Là où il forme relief et où l'on aurait pu espérer pouvoir faire des observations, le granite de Chateaux plonge sous des formations de couverture ; ailleurs il n'y a pas d'affleurements et les contours que nous avons tracés s'inspirent d'une carte de « volantes ». Nous noterons toutefois que, parmi ces dernières, il n'existe pas de roches intermédiaires et qu'il est donc probable que le contact soit net ; les filons de granite à grain fin à deux micas type Chateaux seraient donc postérieurs au granite porphyroïde à biotite de Chanon.

Le granite de Chateaux présente de grandes analogies avec le granite de Toulx-Sainte-Croix que nous avons décrit précédemment : même type de gisement d'allure filonienne, même composition minéralogique et même indépendance de la muscovite par rapport à la biotite et aux feldspaths. On peut se poser la question, en constatant que les affleurements de l'un et de l'autre sont également orientés, voire alignés, s'il n'existe pas une relation très étroite entre eux.

À l'échelon plus régional, on peut également rapprocher ces granites de ceux décrits par CHENEVOY (1958) sous le nom de « granites à grain fin, type Châteauponsac » qu'il a signalés dans toute l'aire du granite de la Brame en Haute-Vienne.

3. — LES FORMATIONS DE COUVERTURE

Les terrains sédimentaires sont peu représentés dans cette partie, essentiellement cristalline, du Nord Massif Central. On rangera dans cette catégorie trois types de formations : les argiles et grès du Sidérolithique, les éluvions et colluvions, enfin les alluvions récentes.

3-1) LES ARGILES ET GRÈS DU « SIDÉROLITHIQUE ».

S'ils n'offrent pas un grand intérêt pétrographique ou métallogénique, les dépôts sédimentaires miocènes n'en ont pas moins une certaine importance dans l'évolution structurale des massifs granitiques de la région de Montebbras.

3-1-1) GISEMENT.

Les argiles et grès qui, par analogie avec des formations semblables qui jalonnent la vallée du Cher, ont été attribuées à l'étage miocène (ancien Sidérolithique), apparaissent fréquemment en larges placages au pied des massifs granitiques et spécialement des granites à mica blanc.

Ainsi le massif de granite à deux micas de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc est flanqué, au pied de ses versants les plus abrupts, c'est-à-dire au Nord et à l'Est, de dépôts de grès sidérolithiques. Vers le Nord, on notera la forme en cône de déjection du placage de Champeix. Vers l'Est le placage de La Clavière s'étend beaucoup plus largement qu'il n'est figuré sur la carte géologique au 1/80 000. En réalité il forme une bande presque continue, large de quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre, qui va en s'évasant vers le Nord depuis le hameau de Beauregard jusqu'à proximité de la vallée de la Petite-Creuse. Ainsi toute la zone de contact entre le granite à deux micas de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc et le granite de Chanon est-elle masquée à l'observation. La puissance de cette formation atteint plusieurs dizaines de mètres.

Enfin les versants sud et est de la colline de Montebbras sont recouverts, d'une manière plus ou moins continue, de « Sidérolithiques » dont l'extension, là aussi, est très supérieure à celle qui leur est attribuée sur la carte géologique au 1/80 000. Quelques puits dans la formation, dont l'un atteignait 9 mètres, n'ont pas retrouvé le socle sous-jacent.

3-1-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Autour du massif de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc le faciès des formations sidérolithiques est généralement celui d'un grès blanc, légèrement taché de rouille. Le constituant essentiel est du quartz dont les formes automorphes sont souvent bien conservées, mais l'on peut aussi y rencontrer la plupart des minéraux du granite à deux micas : feldspaths, micas blancs, tourmaline, rutile... Le ciment est argileux à siliceux. Les sols développés sur ces terrains sont fréquemment enrichis en *petits quartz bipyramidés*.

Sur les versants sud et est de la colline de Montebbras les formations sidérolithiques présentent des faciès plus variés : on retrouve des grès à grain moyen et à ciment argilo-siliceux mais, localement, les éléments peuvent atteindre une taille beaucoup plus grande jusqu'à donner à la roche un faciès de conglomérat. Par ailleurs, il existe un faciès essentiellement argileux, plus coloré, contenant des éléments de quartz bien cristallisés en prismes à terminaison pyramidale qui peuvent atteindre plus de 10 cm de longueur ; ce faciès est assez largement représenté sur le versant sud de la colline, au-dessus du ruisseau de Chateaux. Les sols développés sur ces terrains sont enrichis en gros éléments de quartz.

Une analyse des grès sidérolithiques de la région de La Clavière a donné les résultats suivants :

SiO ₂	76,65	MgO	0,43
Al ₂ O ₃	13,48	Na ₂ O	1,1
Fe ₂ O ₃	0,78	K ₂ O	4,1
FeO	0,24	Li ₂ O	0,03
TiO ₂	0,18	P ₂ O ₅	0,10
MnO	traces	H ₂ O—	0,70
CaO	0,44	H ₂ O+	2,25
		Total	100,43

Il est frappant de constater comme la composition de ce grès est voisine de celle d'un granite à deux micas.

3-1-3) RELATIONS.

Tels qu'ils se présentent dans le secteur que nous étudions, les grès et argiles du Sidérolithique apparaissent comme des formations de piedmont, résultat de la destruction et de l'érosion des massifs de granites et plus spécialement des granites à deux micas. Leur localisation au pied de ces massifs et leur composition minéralogique et chimique très voisine de celle d'une roche granitique confirment cette hypothèse. Remarquons enfin que la conservation souvent parfaite des formes de certains quartz bipyramidés suppose un transport de faible amplitude du matériau.

3-2) LES ÉLUVIONS ET LES COLLUVIONS.

Tout autour de l'affleurement de microgranite de Montebbras, la plupart des petits puits de reconnaissance qui ont pu être faits à l'occasion des prospections minières ont traversé, sous le recouvrement de sol, une épaisseur variable, de 0 à 5 mètres, d'une formation argileuse ou argilo-miacée dans laquelle nagent des éléments de toutes tailles, du centimètre à plusieurs mètres, et de toutes natures ; granite de Chanon, microgranite de Montebbras, greisens variés, quartz, quartzite et, d'une manière générale tous les types de roches et de minéraux que l'on peut rencontrer dans la coupole ; les éléments de cette formation sont peu roulés. Il s'agit manifestement du résultat de la destruction sur place ou avec un faible transport n'excédant

pas quelques centaines de mètres, du sommet érodé de la coupole de microgranite et de son environnement. La qualification d'éluvions ou mieux celle de colluvions, qui suppose un certain déplacement du matériau disloqué, nous paraît la meilleure.

Etait-il nécessaire de séparer ces colluvions de l'ensemble du Sidérolithique ? Il semble en effet probable que ces deux formations aient une origine commune : la destruction des reliefs granitiques. Il est même possible qu'il existe des passages continus entre ces deux faciès. Toutefois les colluvions de Montebbras sont bien particulières à la fois par leur liaison directe évidente avec un démantèlement bien localisé et par les constituants *parmi lesquels certains peuvent être considérés comme d'éventuels minerais (greisen ultra micacé lithinifère à SnO_2).*

3-3) LES ALLUVIONS.

Il est inhabituel, dans un travail de ce genre, d'aborder le problème des alluvions. Dans le cas de Montebbras il me semble que ce serait faire preuve d'ingratitude envers elles de ne pas le faire : ce sont les alluvions stannifères qui ont amené le B.R.G.M. à s'intéresser au problème de Montebbras ; l'étude du gisement en place n'est intervenue qu'ensuite.

3-3-1) GISEMENT.

La Petite-Creuse qui coule au pied sud-ouest de la colline de Montebbras et quelques-uns de ses affluents (ruisseau de Chateaux, ruisseau de la Mine et, beaucoup plus en aval, ruisseau de Leyrat) ont déposé dans leurs vallées un certain volume d'alluvions. La largeur des flats ainsi développés est faible, généralement une centaine de mètres, au maximum 3 à 400 mètres ; ils sont interrompus par quelques verrous dont le plus caractéristique est celui du Pont-Noir, à la sortie des terrains granitiques, au passage de la zone mylonitique de la faille de la Marche ; au-delà, les alluvions s'étalent plus largement dans le relief adouci des schistes cristallins. Leur profondeur varie entre 2 et 4 m, exceptionnellement elle dépasse 5 m.

3-3-2) NATURE ET COMPOSITION.

Sous un recouvrement végétal dont l'épaisseur varie de 0 à 1 m, on rencontre deux ou trois niveaux de nature différente, dans un ordre qui ne correspond pas toujours à celui que nous allons indiquer et avec une importance absolue et relative très variable :

- des graviers argilo-sableux, gris à bleutés, auxquels l'élément argileux apporte une forte consistance. Ils contiennent essentiellement du quartz et, accessoirement des feldspaths et des micas. Il y a généralement deux niveaux de graviers, l'un au sommet, l'autre à la base des alluvions.

- des sables, que nous avons rencontrés presque uniquement autour du massif de granite à grain fin à deux micas de Chateaux.

- des galets de quartz, de granite de Chanon, de granite à deux micas, en éléments isolés ou en lits d'une dizaine de centimètres au milieu des graviers.

- des argiles grises, bleutées ou violacées, en couches de 0,5 à 2 m de puissance, généralement encadrées par les niveaux de graviers argilo-sableux. Elles contiennent 10 à 20 % d'éléments détritiques d'une granulométrie moyenne comprise entre 100 et 300 mesh, et de nombreuses petites paillettes de micas blancs dont l'abondance expliquerait la forte résistivité anormale qu'avaient notée les géophysiciens au cours d'une campagne de sondages électriques.

L'importance des niveaux d'argiles est conforme à celle des matériaux argileux des formations du Sidérolithique, des colluvions et de certaines zones granitiques fortement kaolinisées du bassin versant.

Nous avons rencontré, beaucoup plus rarement, des niveaux argileux d'un faciès différent : il s'agit d'argiles noires, riches en débris végétaux et qui pourraient correspondre à d'anciens sols soulignant des temps d'arrêt dans l'alluvionnement local.

Voici, par ordre de densité décroissante, les minéraux que nous avons rencontrés dans ces alluvions :

Bismuth natif	Chalcopyrite	Tourmaline
Löllingite	Oxydes de fer variés	Apatite
Autunite	Monazite	Amblygonite
Wolframite	Ilménite	Fluorine
Cassitérite	Zircon	Calcite
Niobite	Grenat	Biotite
Scheelite	Rutile	Muscovite
Mispickel	Anatase	Feldspaths
Pyrite	Topaze	Quartz
Chromite	Sphène	Minéraux argileux
Barytine	Epidote	

3-3-3) APERÇU ÉCONOMIQUE.

Les résultats des prospections du B.R.G.M. peuvent être ainsi résumés :

— il existe dans la région de Montebbras des alluvions dont le volume est compris entre 3 et 6 millions de mètres cubes.

— ces alluvions sont stannifères, y compris certaines (ruisseau du Moulin par exemple) dont il faut rechercher l'origine non dans l'érosion de la coupole de Montebbras, mais dans celle de massifs de *granite à deux micas comme celui de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc ou de Grand-Roc*.

— la granulométrie de la cassitérite contenue est fine (toujours inférieure au millimètre).

— les teneurs en étain métal sont faibles. Seuls les niveaux de graviers sont minéralisés.

La teneur au mètre cube excavé atteint rarement 200 g d'Sn.

4. — TECTONIQUE

La région de Montebbras est sous l'influence de deux grands systèmes de dislocation.

Le premier, Est-Ouest, est représenté par la grande dislocation de la Marche et la dislocation annexe de Boussac.

Le deuxième, Sud-Est-Nord-Ouest, se rattache au Sillon houiller, accident majeur du Massif Central. Un certain nombre de décrochements satellites se détachent de lui vers le Nord-Ouest, parmi lesquels la dislocation d'Ahun et le grand accident filonien d'Evaux-Saint-Maurice, qui se prolonge par la faille bordière du bassin de Chambon-sur-Voueize, relayé à son tour par l'accident filonien de Bord-Saint-Georges jusqu'à Beauregard, à quelques kilomètres au Sud-Est de Montebbras.

On remarquera que tous ces décrochements satellites du Sillon houiller, qui s'écartent de lui vers le Nord-Ouest, viennent mourir à hauteur de la chaîne de la Marche sans jamais pénétrer, ou de très peu, dans le domaine du plateau d'Aigurande, soulignant ainsi l'indépendance, du point de vue tectonique, de cet ensemble cristallophyllien par rapport au reste du Massif Central. Une autre conséquence de ce détachement du plateau d'Aigurande vis-à-vis des grands systèmes de fracturation du Massif Central, est, à notre avis, sa *relative pauvreté métallogénique, ainsi que celle de sa bordure sédimentaire*.

Outre le filon de Bord-Saint-Georges il existe dans la région qui s'étend au Sud de la dislocation de la Marche, d'autres filons de quartz qui s'alignent également vers le Nord-Ouest et marquent la même tendance, à l'approche de la dislocation est-ouest de la Marche, à disparaître ou bien à se diriger vers l'Ouest. Ailleurs ils traversent indifféremment les granites de tous faciès et les schistes cristallins.

MONTEBRAS



CARRIERE DE MONTEBRAS

Vue générale

Granité de Chanon -  

Granité à albite -  

"Stockscheider" feldspathique -  

Granité à albite sableux -  

"Quartzglocke" -  

Granité à albite surmicacé -  

"Quartzite" -  

Enclaves de granite du toit -  



Montebbras - Carrière des Roches Point de vue à partir du NW Au premier plan, découverte suivant le plan du "Stockscheider" feldspathique

Enfin, à l'Ouest du massif de Grand-Roche, un certain nombre de filons quartzeux traversent le granite à deux micas ou le granite de Chanon. Leur orientation est plus variable, elle se rapprocherait de celle d'un faisceau filonien de microgranites qui, autour de Prémilhat (près de Montluçon), convergent en direction N 60 E (1).

Aucun de ces éléments ne fournit de justifications tectoniques claires à la localisation de l'intrusion microgranitique de Montebbras et, dans l'état actuel de nos connaissances, la situation du gisement le long de la chaîne de la Marche est le seul argument positif de cet ordre.

L'ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE DE MONTEBRAS.

La carte de l'anomalie de la gravité au 1/10 000 de la région de Montebbras réalisée par le B.R.G.G.M. a fait l'objet d'un essai d'interprétation par J.L. JÄGER en 1959 (voir carte annexe I). Les anomalies de Bouguer se répartissent en deux zones :

- une bande nord lourde qui correspond aux terrains cristallophylliens du plateau d'Aigurande ;
- une bande sud légère, allongée W.SW-E.NE, selon un *axe longitudinal léger continu*.

L'intrusion de Montebbras est au centre d'une anomalie légère localisée le long de cet axe.

CONCLUSIONS

De l'étude d'ensemble des unités granitiques qui constituent l'essentiel de l'environnement géologique du gisement de Montebbras on peut retenir les éléments suivants :

— le granite porphyroïde à biotite et gigantomolite de Chanon est l'unité granitique la plus ancienne de la région ; on peut l'assimiler aux formations granitiques du plateau de Guéret. *Son comportement vis-à-vis des intrusions minéralisées est celui d'une roche encaissante dont le rôle est surtout passif ;*

— les granites porphyroïdes à deux micas de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc et de Grand-Roche sont de la même famille. Ils appartiennent tous deux à la chaîne « granulitique » de la Marche et leurs relations avec le granite de Chanon présentent la même pluralité d'aspect : ou bien un contact anormal ou bien un passage progressif marqué par le développement relatif de la muscovite. *Leur composition et leur haute teneur en éléments rares les intègrent déjà dans le cycle magmatique et géochimique qui donnera naissance à l'intrusion de Montebbras ;*

— les granites aplitiques de Toulx-Sainte-Croix et de Chateaux présentent un gisement filonien et sont intrusifs dans le granite de Chanon et le granite de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc. Leurs relations vis-à-vis de l'intrusion de Montebbras ne sont pas précisées.

(1) La valeur de tous les angles est donnée en grades, de 0 à 200 en allant du Nord vers l'Est pour les directions, de 0 à 100 en partant de l'horizontale pour les inclinaisons.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DU GISEMENT

MALGRÉ la rareté des affleurements naturels, les prélèvements de roches, les observations et les interprétations structurales sont facilitées à Montebbras par plusieurs éléments :

1°) L'existence de carrières dont certaines découpent largement les terrains. Citons :

— *la carrière des Roches*, centre de l'exploitation actuelle pour produits céramiques de la Société Nouvelle des Mines de Montebbras. Elle s'est agrandie notablement au cours de ces dernières années pour atteindre, en 1965, 250 m de longueur, 150 m de largeur maximum et 40 m de plus grande profondeur ;

— *la carrière de « porphyre »*, d'où l'on extrayait autrefois de la pierre à bâtir ; elle est située au sommet de la butte de Montebbras ;

— *la carrière de l'« elvan »*.

2°) Le forage, par le B.R.G.G.M. en 1957, de 11 sondages qui totalisent 869 m carottés, avec des pourcentages de récupération variant entre 50 et 100 %. Ces sondages sont numérotés de MS1 à MS11.

3°) Le creusement de tranchées, l'une continue pour l'adduction d'eau locale, d'autres « ponctuelles » et à une maille régulière, exécutées dans le cadre de la prospection géochimique.

4°) La réalisation d'une carte expérimentale de l'anomalie de la gravité à l'échelle de 1/10 000.

5°) L'étude géophysique d'un secteur limité par la méthode des sondages électriques.

6°) Les documents d'archives sur les exploitations souterraines qui s'étendaient à travers un réseau de galeries long d'environ 20 km.

1. — RELATIONS STRUCTURALES — LA COUPOLE DE MONTEBRAS

Le gisement de Montebbras est lié à un petit massif granitique, en forme de coupole, intrusif dans le granite de Chanon, et dont l'architecture générale peut être schématisée de la manière suivante :

— *au centre un microgranite* qui constitue la masse principale de l'intrusion : ses contours en donnent la forme générale ;

— *en couronne*, autour de l'apex microgranitique, une formation de *granite à albite-muscovite*, puissante de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, et renfermant de nombreux blocs de granite du toit ;

— *en enveloppe*, le *granite de Chanon* qui est la roche encaissante de l'intrusion, et que recoupe de très rares filons de quartz issus de la coupole.

Une formation pegmatitique de type « *stockscheider* » ou « *quartzglocke* » (1) souligne le contact du granite à albite et du granite de Chanon.

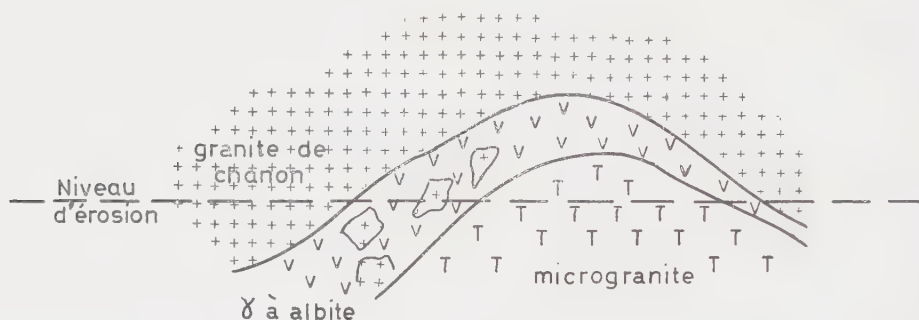


Fig - 2 Montebbras - Coupe schématique W-E

Echelle: 1/500 environ

1-1) FORME GÉNÉRALE DE LA COUPOLE.

Dans le secteur de Montebbras nous avons pris l'habitude de désigner le granite de Chanon sous le pseudonyme de « granite de tête », quelquefois même sous celui de « granite de couverture », ceci pour bien souligner sa position par rapport au gisement, *il en constitue le toit* et se comporte comme un terrain encaissant vis-à-vis de l'intrusion du microgranite et du granite à albite-muscovite. Toutes les coupes confirment cette manière de voir.

La forme générale de l'intrusion est celle d'une coupole dont l'érosion a découpé le sommet suivant une ellipse d'une superficie d'environ 6 hectares et qui affleure à 500 m environ au Sud-Ouest du hameau de Montebbras. L'axe principal de cette ellipse est orienté N 60 W. Selon cette direction, son extension atteint 350 m, et, selon la direction complémentaire, moins de 200 m.

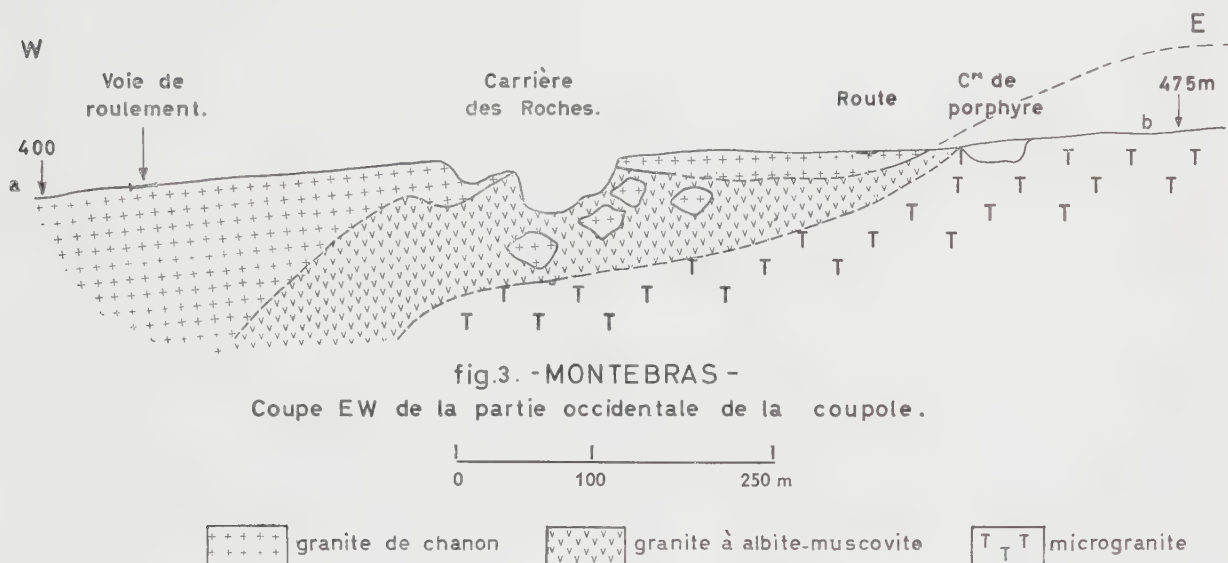
Dans toutes les directions, microgranite et granite à albite-muscovite s'enfoncent sous le granite de Chanon. Précisons que dans ce qui suivra, la surface ou le plan de contact s'entend comme celle ou celui séparant le granite de Chanon des formations intrusives quelles qu'elles soient, microgranite, granite à albite-muscovite, stockscheider, greisens ultramicrocristallins, et, d'une manière générale roches associées à l'intrusion.

1-1-1) VERS L'OUEST.

Dans cette direction le plongement du plan de contact granite à albite-muscovite est extrêmement faible, tout au moins dans les premières centaines de mètres (voir fig. 3).

(1) Voir définition de ces termes empruntés aux mineurs saxons. Paragraphe 4, p. 86 et 89.

Entre la carrière de porphyre et la carrière des Roches, distantes de 200 mètres environ, le plan de contact, sous un faible recouvrement de granite compris entre quelques décimètres et quelques mètres, reste plus ou moins parallèle à la surface topographique ; il dessine des ondulations avec, probablement, une dépression assez marquée à mi-chemin entre les deux carrières, car, à sa réapparition sur le front est de la carrière des Roches, il présente localement un contre-pendage faible. Notons que dans tout ce secteur, des éléments granitiques de toute taille sont « tombés du toit » dans le granite à albite ; leur présence n'est pas faite pour faciliter l'interprétation de ce contact.



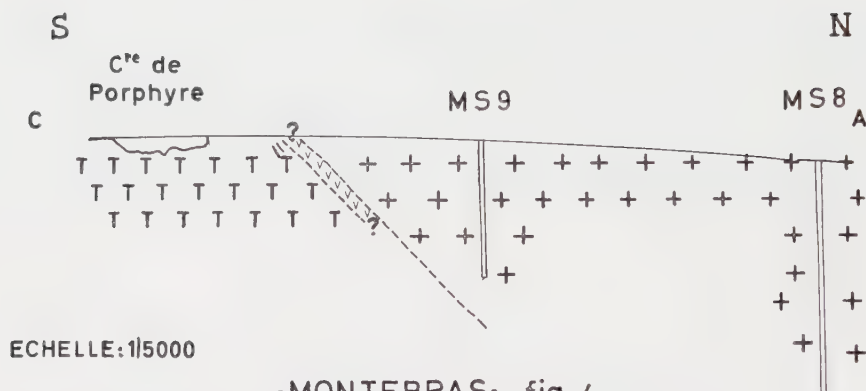
A la traversée Est-Ouest de la carrière des Roches telle qu'elle se présentait encore il y a deux ans, c'est-à-dire sur une longueur d'une soixantaine de mètres environ, le plan de contact garde le même caractère de quasi-horizontalité, les différences de niveau de la « couche » de contact de part et d'autre de la carrière se comptaient alors en mètres, voire en décimètres.

De grands travaux de découverte entrepris depuis un an par la Société Nouvelle des Mines de Montebbras pour décaper toute la couverture granitique et mettre ainsi à jour le matériel de valeur céramique, permettent de suivre l'évolution du toit dans toute la partie ouest au-delà de l'ancien front de la carrière. On constate, dans cette direction, un plongement assez rapide du toit, sous un angle compris entre 35 et 50 grades. Aucun accident tectonique notable ne souligne cette fermeture.

Une étude par sondages électriques exécutée par la Société Française de Céramique, semble indiquer qu'il existe une légère remontée de l'intrusion, une cinquantaine de mètres plus à l'Ouest.

1-1-2) VERS LE NORD.

En direction Nord-Ouest le flanc de la carrière des Roches montre un plan de contact plongeant sous un angle d'environ 50 à 70 grades. Cette observation est confirmée par le fait que ni le petit puits de 15 m foncé à quelques dizaines de mètres au-delà, ni un sondage vertical, le sondage MS1, long de 100 mètres, implanté 100 m plus au Nord n'ont retrouvé le toit du granite à albite ou des formations assimilées ; ils sont restés dans le granite de Chanon.



-MONTEBRAS- fig. 4

Coupe schématique du flanc Nord de la coupole.



Cette appréciation de pendage, 50 à 70 grades Nord, est également valable en ce qui concerne le secteur Nord *sensu stricto*. Un sondage vertical, le sondage MS 9, long de 80 m n'a pas quitté lui non plus le granite de Chanon (voir fig. 4).

Vers le Nord-Est, le sondage vertical MS 7 après avoir traversé 68,40 m de granite de Chanon a rencontré la formation de granite à albite. Ce résultat correspondrait pour cette direction, à un pendage atténué de 35 à 40 grades (voir fig. 5).

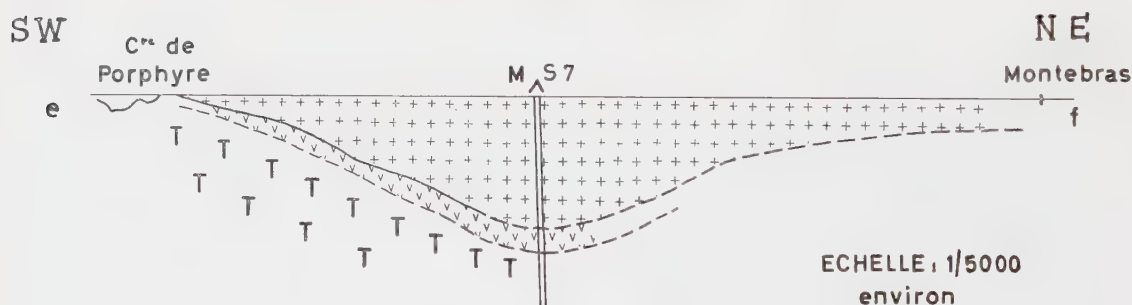


fig.5. MONTEBRAS.

Coupe schématique du flanc N-E de la coupole.



C'est dans ce secteur qu'en 1960 le B.R.G.M. a expérimenté avec succès la méthode des sondages électriques pour suivre la position du toit du microgranite (MUNCK 1959 et STANUDIN 1960). En fait, le granite et le microgranite présentent des résistivités voisines qui ne permettent pas de les différencier mais la lame de granite à albite et les roches modifiées qui les séparent déterminent une inflexion caractéristique des diagrammes électriques qui a permis de dresser une carte des isobathes du toit du microgranite (voir fig. 6). Les coupes des sondages mécaniques MS 6 et MS 7, compris dans la zone d'étude, confirment parfaitement les données de la géophysique :

A partir de la butte de la carrière de porphyre, le microgranite plonge sous le granite de tête selon un angle de 30 à 40 grades. A 150 m au Nord-Est son toit atteint une profondeur maximum d'environ 75 m et dessine alors une petite dépression allongée dans le sens Nord-Ouest-Sud-Est avant de remonter en direction du village de Montebbras ; cette remontée serait caractérisée par un dôme situé immédiatement au Sud-Est du village.

1-1-3) VERS L'EST.

Les sondages MS 2, MS 6 et MS 10 permettent d'évaluer dans cette direction le pendage approximatif du plan de contact ; il est compris entre 25 et 30 grades.

1-1-4) VERS LE SUD.

Tout le flanc sud-ouest de la coupole de Montebbras est traversé par d'abondants travaux miniers, inaccessibles aujourd'hui, mais dont le tracé épousait plus ou moins régulièrement la zone de contact. En effet, nous verrons plus loin que la minéralisation exploitable était essentiellement localisée dans les formations du type « quartzglocke » ou dans le granite à albite-muscovite sous-jacent. Nous pouvons ainsi suivre, en partant de la boutonnière d'affleurement, les fluctuations du plan de contact en direction du Sud (voir fig. 7).

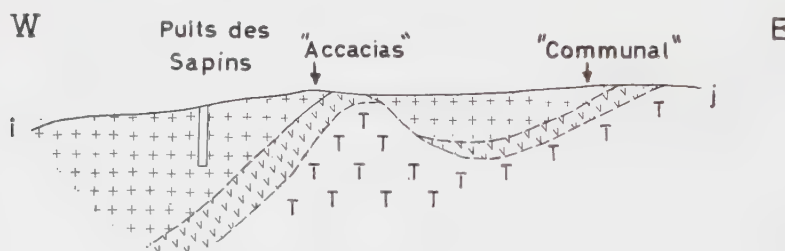


fig 7 -MONTEBRAS-
Coupe schématique du flanc SW de la coupole.
ECHELLE: 1/5000

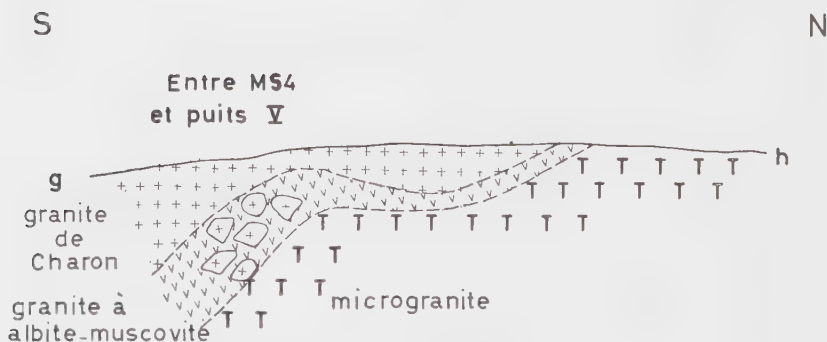


fig. 8 -MONTEBRAS-
Coupe schématique du flanc sud de la coupole.
ECHELLE: 1/5000

Durant les 150 premiers mètres, qui correspondent à la zone dite du « communal », on observe un plongement peu accentué, entre 20 et 30 grades, du plan de contact que suivaient d'ailleurs un certain nombre de descenderies desservant les niveaux d'exploitation, puis une nette remontée qui semble dessiner une ride allongée du Nord-Ouest au Sud-Est, avant un nouvel enfoncement vers le Sud-Ouest, dans la zone dite des « Acacias », sous un angle de 40 grades environ. Le dernier ouvrage minier dans cette direction, le puits des Sapins, profond de 45 mètres, n'a pas quitté le granite de tête.

En direction du Sud-Est (fig. 8), l'analyse des rapports du massif intrusif et de son toit de granite de Chanon est rendue difficile par la présence, dans les coupes de sondages (MS 4) ou de puits (puits V), de longues passées granitiques au milieu de la formation de granite à albite. Cette alternance aurait pu être interprétée comme le résultat d'un contact en « doigt de gant » entre les deux formations, mais ce n'est guère dans le style général de la coupole telle qu'on peut l'observer partout ailleurs. Il est plus logique de penser que, comme les enclaves granitiques rencontrées au milieu du granite à albite dans la carrière des Roches, ces passées granitiques correspondent à des blocs « tombés du toit » lors de la mise en place du granite à albite (fig. 9).

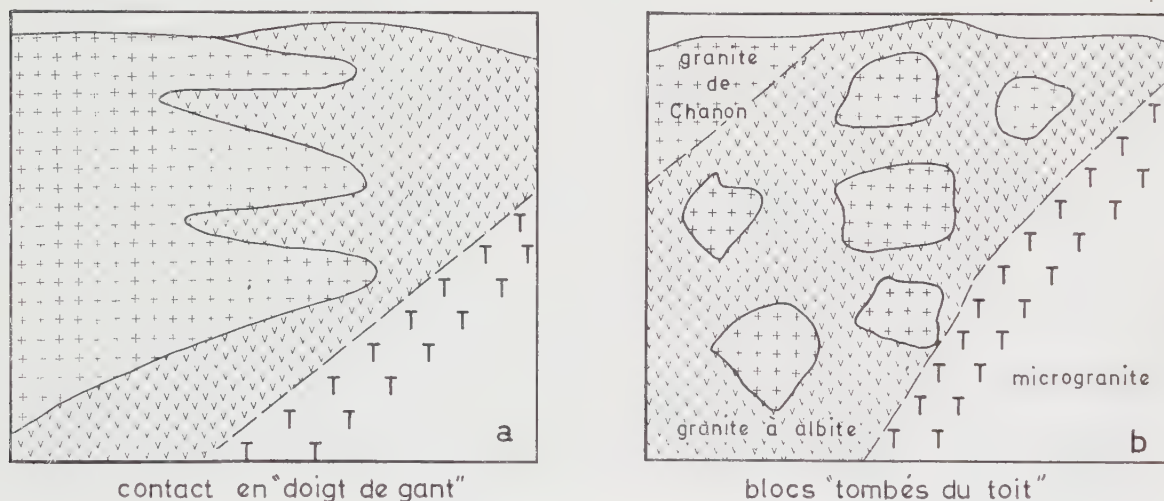


Fig: 9

Relations entre le granite à albite et le granite de Chanon

En résumé, l'intrusion de Montebbras dans le granite de Chanon affecte la forme générale d'une coupole. Cette coupole présente de nombreuses dissymétries : pentes irrégulières, généralement assez douces (30 à 40 grades) à l'exception de son flanc nord qui montre une fermeture rapide, remontées locales en petits dômes ou rides annexes, toit bien localisé tout autour de la coupole sauf vers le Sud-Sud-Ouest en direction duquel il se perd en une gigantesque brèche de contact dont les éléments granitiques atteignent plusieurs dizaines de mètres.

La coupole de Montebbras est peu érodée ; dans son état primitif, son sommet ne devait pas se situer à plus d'une cinquantaine de mètres au-dessus du niveau d'érosion actuel. En profondeur, au-delà des 100 ou 200 mètres plus ou moins bien reconnus par nos investigations et qui montrent un élargissement progressif du corps intrusif, il n'est évidemment pas possible

de savoir si ce développement se poursuit en un large batholite ou bien s'il existe une fermeture laccolitique. La forte anomalie de la gravité qui coïncide avec la butte de Montebbras confirme l'importance de l'intrusion (voir plan annexe I).

Pour terminer ce tour d'horizon de la structure générale de la coupole signalons l'absence presque totale de marques d'une phase tectonique cassante entourant la mise en place du gisement de Montebbras. Si le granite de Chanon présente fréquemment des signes d'étirement ou d'écrasement dont l'origine est en liaison probable avec le grand accident tectonique de la Marche, le microgranite et le granite à albite de Montebbras ne sont affectés que de déformations mineures :

— dans toutes les coupes nous n'avons rencontré qu'un seul passage de microgranite écrasé, dans le sondage MS 10 et sur une hauteur de 5 mètres ;

— dans la carrière des Roches, où l'observation de détail est facile, on note une fracturation soulignant les joints de la roche, surtout en direction nord, avec un mince remplissage argileux. Une diaclase à remplissage de barytine, gorceixite..., orientée N 50 E, était bien visible à l'avant-dernier niveau de la carrière. Enfin, à hauteur de la zone de contact, il existe quelques décrochements de faible rejet, notamment à l'extrémité nord-nord-est (ancien creux Lassalle) et à sa bordure ouest ; dans ce dernier secteur, 3 petites failles parallèles, orientées N 50 E et distantes d'une quinzaine de mètres les unes des autres, décrochent les formations de contact de quelques mètres.

Toutefois, il faut noter que les enclaves granitiques rencontrées dans le sondage MS 4 présentent de nombreux signes de fracturation. Il semble donc que le microgranite et le granite à albite-muscovite soient, au moins partiellement, post-tectoniques.

1-2) LA COURONNE DE GRANITE A ALBITE-MUSCOVITE.

Entre l'apex microgranitique central et le granite de couverture existe une enveloppe presque continue d'une formation granitique dont les caractères diffèrent nettement de ceux des roches qui l'encadrent, bien que pendant longtemps elle n'ait été considérée que comme un faciès particulier du microgranite central. Moi-même, au début de ce travail, l'interprétais comme une formation de contact, au sens large, de l'intrusion microgranitique (AUBERT 1962). En fait, une étude plus approfondie a montré les qualités originales très individualisées de ce granite à albite et nous avons pu montrer (AUBERT, DEMANDER et ROQUES 1966) que ses relations tant avec le granite du « toit » qu'avec le microgranite du « mur » sont celles d'une véritable roche intrusive ; nous y reviendrons plus loin. Il s'agit pour l'instant de préciser le gisement de cette roche.

C'est dans le secteur de la carrière des Roches, où elle est exploitée activement, que la formation de granite à albite est la mieux développée ; elle y atteint, du granite au microgranite, une puissance comprise entre 50 et 60 mètres.

— En contournant la coupole par le Nord-Est, on peut suivre d'une manière continue la formation du granite à albite-muscovite grâce aux tranchées d'adduction, aux fondations du château d'eau, et aux coupes des sondages MS 7, MS 6, MS 2 et MS 5 ; la puissance de ce granite est réduite (5 à 15 mètres).

— Plus à l'Est et en poursuivant vers le Sud notre périple autour de l'affleurement de microgranite, les recouvrements miocènes ou éluvionnaires masquent à l'observation le passage de la formation et il faut attendre le sondage MS 4 pour en mesurer à nouveau la puissance : plusieurs dizaines de mètres où alternent les éléments de brèche de granite du toit plus ou moins transformés et le granite à albite.

Du sondage MS 4, jusqu'à la carrière des Roches, il n'existe pas d'affleurements qui permettent de suivre le granite à albite, mais l'examen des documents d'archives sur ce secteur riche en travaux miniers anciens démontre la continuité de la formation de granite à albite, souvent sableuse, riche en éléments de brèche granitique, dans tout ce secteur.

1-3) ENCLAVES.

La présence d'enclaves dans la couronne de granite à albite est une de ses caractéristiques les plus remarquables :

« A partir de l'entrée de la galerie d'écoulement et sur une certaine longueur on observe de gros blocs de granite à mica noir complètement pris dans la masse de « pegmatite » et formant en quelque sorte un colossal poudingue dont le granite constituerait les blocs et la « pegmatite » la pâte ».

Cette description, extraite d'un procès-verbal de visite du Service des Mines (28 sept. 1890), concerne la grande galerie d'écoulement qui joignait la carrière des Roches au puits du Champ ; elle est tout à fait conforme à ce que l'on peut observer aujourd'hui sur le flanc est et sud-est de cette carrière et à ce que nous pouvons comprendre des coupes des sondages MS 11 et MS 4 et de celle du puits V.

Il s'agit de blocs de dimensions variables, allant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres, de forme anguleuse ; nous verrons plus loin que l'on peut les interpréter comme des éléments du toit granitique décrochés au moment de la mise en place du granite à albite-muscovite. Nous reviendrons sur ces effets de « magmatic stoping » à propos de la formation et de l'origine du granite à albite-muscovite.

1-4) LA COUCHE DE CONTACT.

Une dernière caractéristique structurale de l'intrusion de Montebbras est la présence presque constante à son toit, séparant le granite à albite du granite de Chanon, d'une couche de contact. Cette formation est de nature variable, feldspathique (du type « stockscheider »), quartzreuse (du type « quartzglocke ») ou micacée (du type « greisen »), sa puissance moyenne varie de 0,1 à 2 m. Elle est bien représentée sur les flancs ouest, nord et est de la coupole mais semble inexister ou tout au moins perdre de son individualité dans le secteur sud-sud-est où la brèche de contact est la plus développée.

2. — *LE MICROGRANITE — PORPHYRE*

C'est le cœur de l'intrusion autour de laquelle s'est bâti le gisement que nous étudions. Historiquement la présence de « filons de porphyre quartzifère » a été signalée dès l'ouverture de la mine, mais l'importance de cette formation a été longtemps discutée. En 1887 pourtant BURAT soulignait le rôle de l'intrusion microgranitique dans la localisation de la minéralisation : « une masse de porphyre quartzifère, blanc grisâtre, traversa les roches granitiques. Les contacts de cette roche éruptive et soulevante avec les roches préexistantes et soulevées sont des plus irréguliers... suivant ceux-ci se trouvent des gangues hétérogènes, des épontes altérées, il faut en extraire la masse, c'est dans cette masse que se trouve le minerai d'étain ». Cette vision des choses extrêmement lucide semble avoir été oubliée dans toute la suite de l'histoire de Montebbras. YANG KIEH, en 1932, parle seulement d'un massif de granite à muscovite dans lequel il distingue des faciès différents : « les uns largement grenus, à gros éléments ou à grain fin, les autres que l'on peut considérer comme microgrenus ». BOUGNÈRES, en 1950, n'évoque que la présence de nombreux filons d'aplite. DEMANDER enfin, en 1955, relève à nouveau la présence constante, en profondeur, de roches « granulitiques » à micas blancs parmi lesquelles l'« elvan » à quartz bipyramidé.

PLANCHE II

MONTEBRAS

MICROGRANITE

1. — MONTEBRAS — L.M. 18 428 — L.P. $\times 12$.

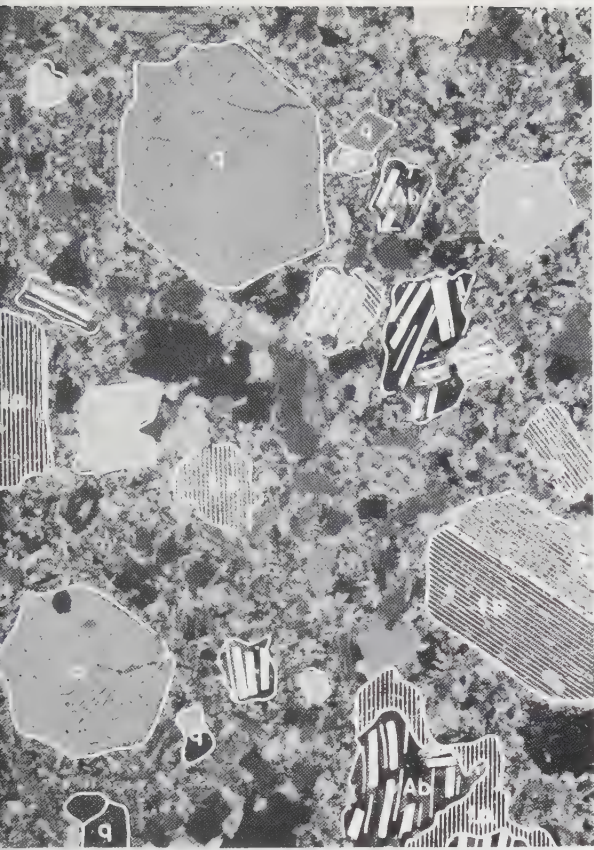
Microgranite. Phénocristaux de quartz (q), feldspath potassique (f.p.) et albite (ab) dans pâte microgrenue à quartz, albite et muscovite.

2. — MONTEBRAS — L.M. 18 428 — L.P. $\times 25$.

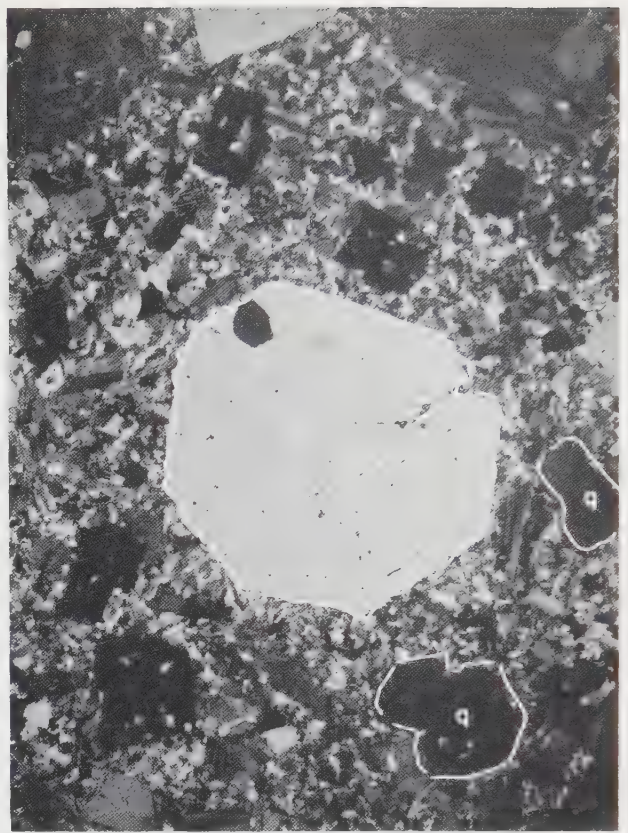
Microgranite. Agrandissement d'un phénocristal de quartz de la photo 1. La corrosion du quartz par la pâte microgrenue est nette. A noter également les inclusions aciculaires (probablement de tourmaline) qui caractérisent aussi le quartz de ce microgranite par rapport à ceux du granite de Chanon ou du granite à albite de Montebbras.

- 3 et 4. — MONTEBRAS — L.M. 18 428 — L.P. $\times 25$
et L.M. 18 425 $\times 50$.

Microgranite. Exemple de l'association typique du feldspath potassique et de l'albite. L'albitisation débute fréquemment au cœur des cristaux de feldspath potassique (ph. 3).



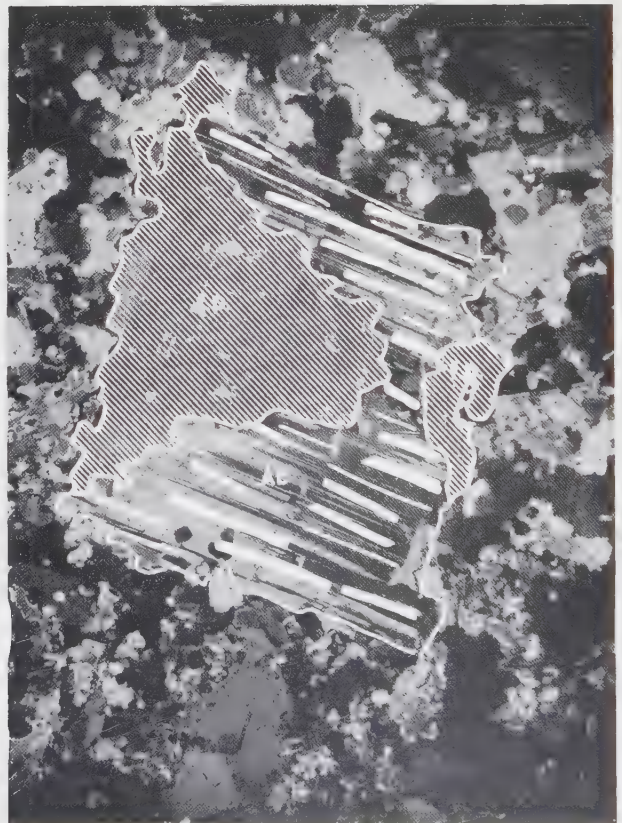
1



2



3



4

2-1) GISEMENT.

Le microgranite affleure au sommet de la colline de Montebbras dans laquelle est ouverte une ancienne carrière, la carrière de porphyre, qui fournit tout au long d'un front peu élevé mais assez développé, les meilleurs affleurements de cette roche ; ailleurs ils sont rares, car masqués par un sol peu épais mais surtout par des éluvions abondantes plus ou moins en place et par des déblais en provenance des anciens travaux miniers dont certains débouchaient à proximité.

Les sondages MS 2, MS 3, MS 4, MS 5, MS 6, MS 7, MS 10, MS 11 ont tous retrouvé le microgranite de Montebbras, à des profondeurs respectives de 24, 18, 82, 7, 43, 75, 38 et 61 mètres au mur de la formation de granite à albite et sous le granite de Chanon lorsqu'il n'était pas complètement érodé.

2-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Aspect macroscopique.

C'est une roche grise à gris-rose. Dans une pâte finement grenue, où l'on ne distingue que quelques paillettes de mica blanc, se détachent des phénocristaux de feldspath rose à bordure blanchâtre et de quartz translucide grisâtre qui donnent à la roche un aspect très caractéristique justifiant l'ancienne appellation de « porphyre quartzifère ». La taille moyenne des phénocristaux de feldspath est comprise entre 0,5 et 2 cm, celle des phénocristaux de quartz est nettement inférieure ; il s'agit le plus souvent de cristaux bipyramidés avec un développement extrêmement réduit des faces du prisme. Très fréquemment, et c'est le cas dans l'affleurement type de la carrière de porphyre, le microgranite contient également des plaquettes micacées gris-noir à éclat sub-métallique de 1 à 3 mm de longueur, des nids de tourmaline noire et de petits cristaux bleu-verdâtre d'apatite. La roche est généralement fissurée, renferme souvent de petites vacuoles millimétriques, et elle est parfois traversée par des veines de granite à albite à grain fin.

Aspect microscopique (planche II).

La composition minéralogique est la suivante :

Quartz	Muscovite	Apatite
Feldspath potassique	Tourmaline	Topaze
Albite		

Le quartz se présente sous deux formes :

en grandes plages monocristallines à contours géométriques, hexagonales ou orthogonales, avec des limites finement déchiquetées ; chaque fissure dans le quartz est une ouverture à la corrosion et à l'envahissement par la pâte microgrenue. Par ailleurs le quartz, très limpide, est parfaitement homogène, son extinction est uniforme dans chaque cristal. Il contient seulement de très fines aiguilles incluses d'un minéral à relief plus fort et biréfringence difficile à évaluer en raison de sa finesse ; ces aiguilles sont disposées plus ou moins parallèlement aux limites du cristal (rutilé ou tourmaline).

— en plages dentelliformes finement cristallines, comme l'un des constituants essentiels de la pâte microgrenue.

Le feldspath potassique, en grands cristaux, parfois maclés Carlsbad, apparaît en lame mince, comme le minéral le plus ancien. Il est corrodé, fissuré et très chargé en impuretés noirâtres. De grandes plages d'albite se développent sur lui, soit à partir des bords, soit à partir du cœur des cristaux. Ce remplacement par l'albite, qui ne prend pas l'allure d'une perthite, est, à l'intérieur d'un même échantillon, très variable selon les cristaux ; certains ne sont pas touchés, d'autres sont presque entièrement remplacés.

Le plagioclase est une albite dont la teneur en anorthite est comprise entre 2 et 6 %. Les cristaux bien maclés (macle de l'albite), sont largement développés, et, comme nous venons de le voir, en bonne partie aux dépens des cristaux de feldspath potassique. Ceci n'est pas une règle absolue, il y a des échantillons où l'albite et le feldspath potassique sont également représentés, individuellement, sans relation apparente entre leurs cristaux ; il n'y a pas de myrmékite.

Dans la pâte microgrenue il y a également un plagioclase en petites plages ; il s'agit également d'albite ou d'albite-oligoclase.

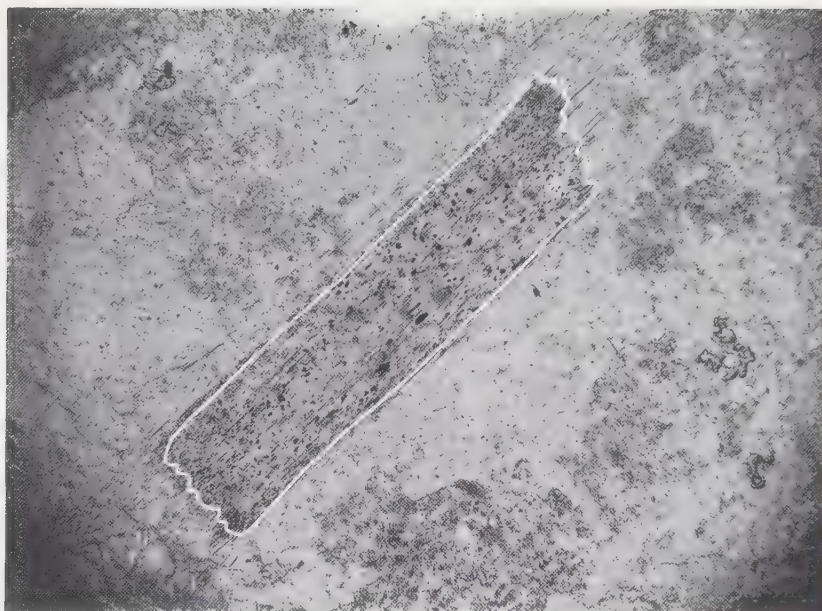
Les micas blancs sont de 3 types :

— de grandes plages (1 à 3 mm d'aspect résiduel) d'un mica légèrement coloré et polychroïque en brun rosé dans lesquelles le clivage n'est plus très visible mais dont l'orientation est bien soulignée par des alignements de petites impuretés noirâtres à fort relief, riches en titane. Ces plages sont déchiquetées avec un développement à leur bordure de petites lamelles de muscovite (planche III) ; ou bien elles sont remplacées sur tout leur pourtour par une bande de muscovite. Ce type de micas résiduels correspond aux plages micacées noirâtres à éclat sub-métallique que l'on voit sur les échantillons macroscopiques.

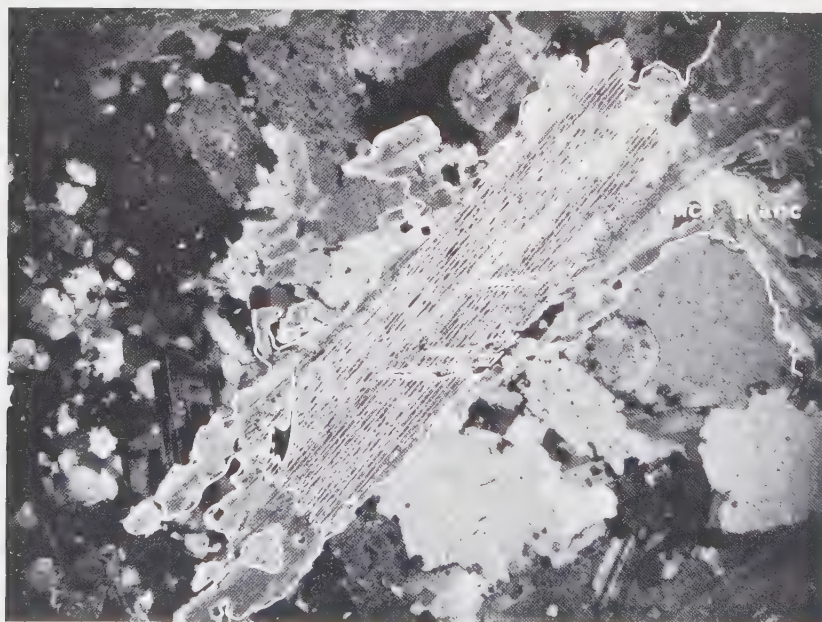
				« Elvan » Cornouailles
	1	2	3	4
SiO ₂	71,31	71,09	n.d.	71,46
TiO ₂	0,09	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	16,51	16,70	16,50	15,38
Fe ₂ O ₃	0,22	1,22	1,02	0,30
FeO	0,48			2,27
CaO	0,57	0,58	n.d.	0,47
MgO	0,15	0,20	n.d.	0,22
Na ₂ O	4,00	3,50	3,60	2,79
K ₂ O	4,40	4,50	4,40	5,51
Li ₂ O	0,35	0,58	0,32	n.d.
P ₂ O ₅	0,52	n.d.	0,45	n.d.
H ₂ O —	traces			1,27
H ₂ O + ...	1,14	1,10	n.d.	0,43
	99,74			100,10
F	0,90		n.d. — non dosé	
1) microgranite Montebbras — analyse B.R.G.G.M. 2) " " " " I.F.P. réf. 2849 3) " " " " St-Gobain 4) « Elvan » de Cornouailles : Philipps : Q.J.G.S. London XXXI. 1875.				

PLANCHE III

MONTEBRAS



1



2

MICROGRANITE

1 et 2. — L.M. 18 434 — L.N. (1) et L.P. (2) $\times 50$.

Microgranite. Mica d'aspect résiduel, légèrement coloré et pléochroïque en brunâtre, très chargé en leucoxène et auréolé de muscovite fraîche.

— des tablettes de muscovite d'aspect normal ; elles sont peu abondantes ; on n'en compte pas plus de 2 ou 3 plages par lame mince.

— des paillettes, mesurant entre 0,01 et 0,2 mm, exceptionnellement jusqu'à 1 cm, d'un mica blanc à réfringence et biréfringence plus basse. Ces paillettes sont surtout répandues dans la pâte microgrenue. Leur aspect est juvénile, elles ont tendance à « mordre » sur tous les autres minéraux.

La tourmaline n'est qu'un minéral occasionnel dans le microgranite de Montebbras et s'associe alors à un quartz plus récent à tendance prismatique. En lame mince elle se présente sous forme d'agrégats déchiquetés discontinus, mais d'orientation parallèle. Sa couleur, jaune verdâtre, est inégalement répartie.

L'apatite en petites plages de 0,05 à 0,2 mm se trouve soit dans la pâte microgrenue, soit associée à l'albite.

La topaze est presque toujours présente ; elle se développe préférentiellement sur l'albite.

Composition chimique.

Face aux résultats de l'analyse de trois échantillons de microgranite en provenance de Montebbras nous avons mis ceux d'une analyse d'un échantillon d'« elvan » (1), en provenance de Cornouailles, avec lequel le microgranite de Montebbras a souvent été confondu.

Paramètres de Niggli

si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg
1) 398,90	54,33	4,89	3,42	37,36	0,38	1,23	42,05	25,73
4) 392,33	49,67	13,43	2,76	34,13			56,57	13,49

Norme CIPW

qz	or	ab	an	hy	cd	ma	ilm	ap
1) 30,72	26,03	33,81	0,00	1,02	5,15	0,32	0,17	1,14
4) 31,04	32,59	23,58	2,33	4,46	3,95	0,44		

Paramètres de Lacroix

1) I-4-1-3-2-1-3-4

4) I-4-1-3-1-1-1-4

(1) Le terme d'« elvan » désigne dans le district stannifère de Cornouailles une roche de la composition du granite, montrant des phénocristaux de quartz et de feldspath potassique, souvent corrodés, au milieu d'une pâte microcristalline (JOHANNSEN, 1932).

Eléments en traces (en grammes par tonne)

	P	F	Li ₂ O	Sn	W	Be	B	As	Ga
1		8920	3500	330	192		45	4	
Moyenne de 7 échantillons en provenance de sondages	900	5560	2630	285	20	11	55	8	65
		min. 3540	min. 1500	min. 200	min. 14	min. 6	min. 10	min. 4	min. 36
		max. 7190	max. 3400	max. 680	max. 24	max. 21	max. 250	max. 24	max. 88

Remarques.

On retiendra à propos de ces chiffres :

- la pauvreté de la roche en chaux, entièrement saturée par la formation de l'apatite. Ceci confirme le diagnostic optique d'un plagioclase à très faible teneur en anorthite.
- sa richesse en alcalins : la somme des oxydes $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O}$ est voisine de 8 %.
- sa très grande richesse en lithium et surtout en fluor.
- il faut également tenir compte, dans l'appréciation des teneurs en certains éléments et nous reviendrons sur cette question à propos de la géochimie d'ensemble de l'intrusion, sur le fait que notre domaine de connaissance du microgranite est limité à la partie apicale de l'intrusion, que les échantillons prélevés et analysés ne sont jamais éloignés de plus de quelques dizaines de mètres de la formation de granite à albite au contact duquel on note des réactions d'exomorphisme, que de nombreux filonnets ou veinules de granite à albite pénètrent le microgranite, qu'enfin la présence de reliques de micas anciens et du développement d'une albitisation fréquente des feldspaths potassiques sont les signes de l'état évolué de la roche que nous pouvons observer et qui n'est probablement pas représentative, surtout en ce qui concerne les éléments en traces, du microgranite en profondeur.

Définition de la roche. La texture et la composition chimique sont celles d'une roche de la famille des *microgranites alcalins sodipotassiques*. Ceci nous éloigne des « elvans » de Cornouailles dont la texture est voisine mais qui sont, pour la plupart, moins riches en feldspaths sodiques et qui renferment plus de minéraux ferro-magnésiens, à moins que la disparition des minéraux ferro-magnésiens et l'enrichissement en albite du microgranite de Montebassoient justement dûs à sa position apicale privilégiée ou à la proximité du granite à albite et que, en profondeur, on retrouve une roche analogue aux « elvans ».

Enclaves.

Les seules enclaves rencontrées dans le microgranite, et elles sont extrêmement rares, sont des enclaves ovoïdes de petites tailles (4 à 6 cm selon le plus grand axe) à contours nets, à grain fin et régulier, de couleur gris foncé et où l'on distingue du quartz, un feldspath et de la bitotite lamellaire abondante.

Ces enclaves sont identiques à celles rencontrées dans le granite de Grand-Roche.

2-3) KAOLINISATION.

Dans tout le secteur dit du Puits Nouveau, immédiatement au Sud-Sud-Est de l'affleurement principal, le microgranite est kaolinisé. La structure de la roche est parfaitement conservée ; on distingue très bien les formes des anciens phénocristaux de feldspaths tandis que se détachent les cristaux bipyramidés de quartz restés intacts. C'est à ce faciès particulier du microgranite qu'était surtout réservée à Montebbras l'appellation d'« elvan ».

D'après les coupes des puits voisins, la kaolinisation n'affecte pas le microgranite sur une épaisseur de plus d'une vingtaine de mètres à partir de la surface du sol et aucun de nos sondages n'a rencontré en profondeur de microgranite kaolinisé. Il semble donc bien, sans vouloir nier le rôle possible d'une situation structurale privilégiée dans la coupole et d'une action pneumatolytique ou hydrothermale d'origine profonde, que la condition essentielle pour qu'il y ait kaolinisation, soit la proximité de la surface et que, par conséquent, des phénomènes d'altération d'origine supergène en soient en grande partie responsables. Signalons qu'il n'y a aucun enrichissement particulier en un élément ou minéral dit pneumatolytique (P, F, topaze, cassitérite...) dans les zones kaolinisées du microgranite.

3. — LE GRANITE A ALBITE-MUSCOVITE

3-1) RAPPEL DE GISEMENT.

Le granite à albite forme une enveloppe presque continue autour du gisement de Montebbras entre le microgranite interne et le granite de couverture. Sa puissance varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres.

La formation atteint son développement maximum à l'Ouest, dans la carrière des Roches où elle est l'objet essentiel de l'exploitation pour produits céramiques de la Société Nouvelle des Mines de Montebbras. Sa puissance est alors comprise entre 50 et 60 mètres.

Nous l'avons retrouvée dans les coupes des sondages MS 7, MS 6, MS 2, MS 5, avec des puissances respectives de 5, 7, 14, 6 à 7 mètres. Elle était encore visible, sous des faciès parfois légèrement différents, dans les fondations du double château d'eau, dans la tranchée d'adduction d'eau le long du chemin montant à la carrière de porphyre et dans le fossé de la route Montebbras-Soumans à hauteur de la ferme Brunet.

J'assimile également à cette formation les « filons » ou « couches » de « sable blanc » ou « sable rose » dont il est fréquemment fait mention dans la description des travaux miniers anciens, localisés au mur et au voisinage des zones de contact.

Enfin nous avons noté dans le microgranite des passages filoniens centimétriques ou décimétriques de granite à albite rose de même que dans les enclaves de granite du toit.

En bref le granite à albite occupe une position structurale bien définie entre microgranite et granite de Chanon.

3-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Le granite à albite type peut être choisi dans la carrière des Roches.

Aspect macroscopique.

C'est une roche grenue, saccharoïde, à grain fin compris entre 0,5 et 1,5 mm, d'aspect légèrement rugueux et poreux, de couleur très claire, généralement d'un blanc éblouissant, localement teintée de rose ou même de rouge lie-de-vin.

PLANCHE IV

MONTEBRAS

GRANITE A ALBITE - MUSCOVITE

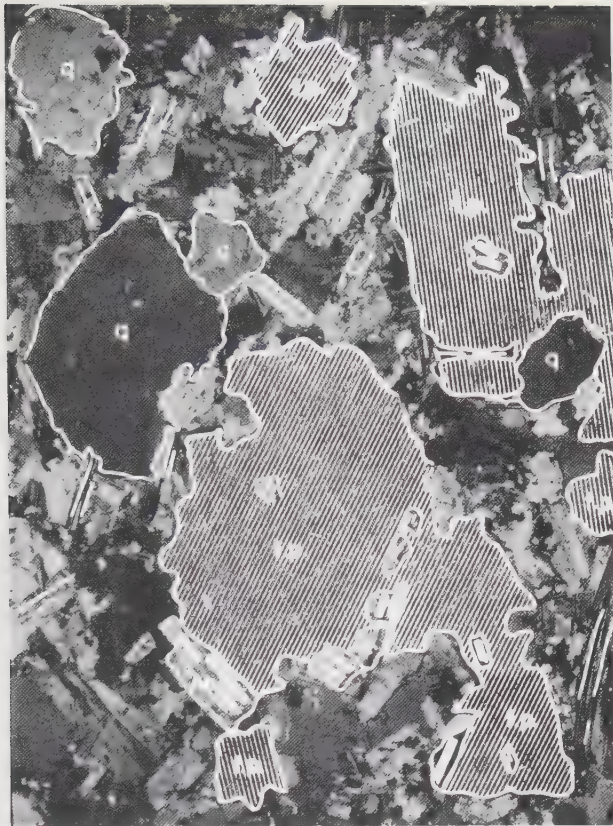
1 et 2. — L.M. 18 420 — L P (1) et L N (2) — $\times 25$.

Développement de porphyroblastes de feldspath potassique qui corrode et englobe les lattes d'albite.

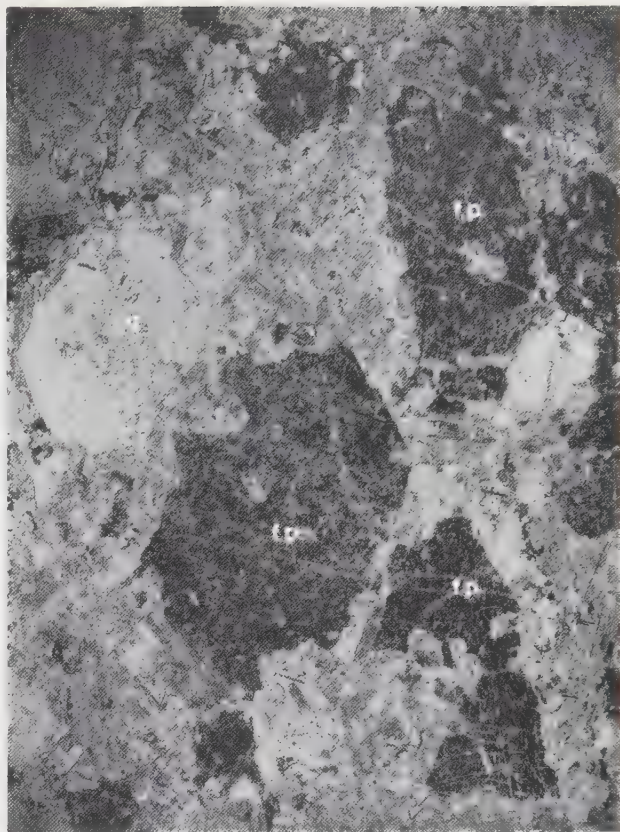
3 et 4. — L.M. 18 435 — L P $\times 25$ (3) et L.M. 18 423 — L P $\times 12$.

Porphyroblastes de quartz englobant et corrodant tous les minéraux préexistants, notamment des lattes d'albite (3) et aussi le feldspath potassique (4). Celui-ci renferme lui-même des plages résiduelles d'albite (quartz S W de 4). Les remplacements successifs de l'albite par le feldspath potassique, puis par le quartz sont ainsi en évidence.

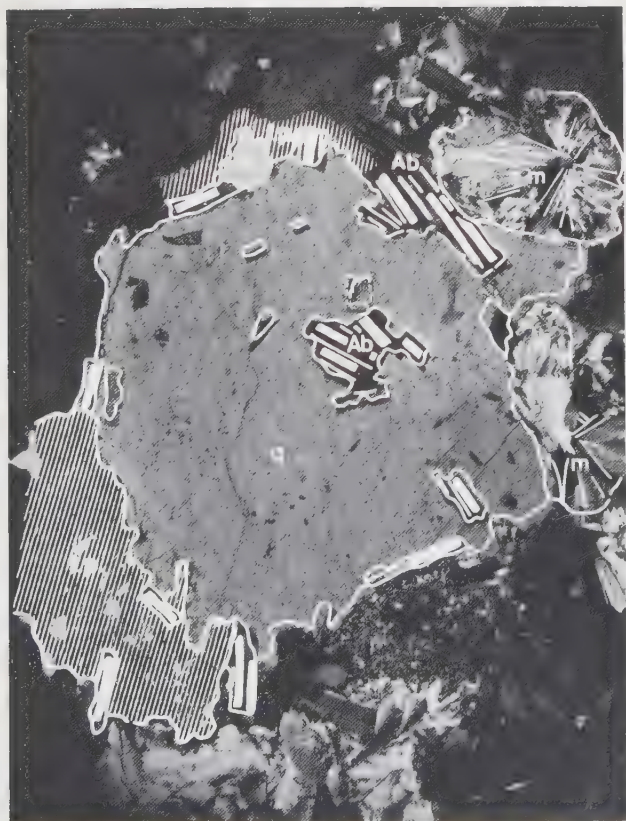
PLANCHE IV



1



2



3



4

A la loupe on distingue des lamelles de feldspath, des granules de quartz, quelques micas blancs, de petits cristaux d'apatite blanc bleuâtre, quelques points noirs de cassitérite et parfois de petites lamelles vertes de chalcopite qui déterminent, autour d'elles, une auréole centimétrique noir brunâtre (« granulite à rosettes » des mineurs locaux).

Dans les sondages MS 7 et MS 4, le granite à albite présente un aspect analogue. Par contre les échantillons recueillis dans les fondations du château d'eau sont nettement plus colorés en rose ; ceux des sondages MS 2 et MS 6 sont plus largement cristallisés, le quartz est plus rare et l'albite aurait tendance à prendre le faciès lamellaire « cleavelandite ».

Dans la carrière des Roches, le granite à albite a tendance à se débiter selon des joints de directions principales N 60 E et N 25 W.

Aspect microscopique.

La composition minéralogique est la suivante :

Quartz	20 à 30 %	Apatite
Feldspath potassique	15 à 30 %	Topaze
Albite	30 à 50 %	Cassitérite
Muscovite	5 à 10 %	Niobite

La texture est caractéristique : dans un enchevêtrement de lattes d'albite et de lamelles de muscovite, se développent des plages de microcline interstitiel puis des porphyroblastes de quartz qui corrodent tous les autres minéraux (planche IV).

Le quartz est en plages xénomorphes, mais de même orientation, souvent craquelées, à partir desquelles se détachent parfois des digitations qui pénètrent plus avant dans la roche. Au cours de leur croissance les plages de quartz englobent de nombreux cristaux d'albite qui sont corrodés et même silicifiés ; tout autour d'elles les autres minéraux sont corrodés.

L'étude des inclusions a montré la grande abondance des inclusions solides de même orientation (caractère métasomatique du quartz), des inclusions hydrothermales secondaires avec gros libellé de retrait et des inclusions pneumatolytiques secondaires avec des pores gazeux où le rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ est voisin de 1 en volume.

Ce type de quartz tardif ne présente donc aucune analogie ni avec celui du microgranite (quartz automorphe corrodé) ni avec celui du granite de couverture (plages granulaires). Il se rapproche beaucoup plus du quartz de certains filons ou zones silicifiées qui traversent justement la formation de granite à albite et dont nous reparlerons plus loin.

Les baguettes d'albite (An 0 à 3 %) sont finement maclées et d'aspect très frais. Elles s'entrecroisent les unes avec les autres et contribuent à donner à la roche en lame mince sa texture très particulière ; le faciès de baguettes entrecroisées différencie nettement l'albite du granite à albite de celle du microgranite sous-jacent qui, elle, a tendance à un développement en larges phénocristaux isolés. Les baguettes sont beaucoup plus longues que larges (1 mm contre 0,1 à 0,2 mm en moyenne) et souvent déformées.

Le feldspath potassique en plages millimétriques à contour xénomorphe, localement automorphe, est généralement beaucoup moins abondant que l'albite (15 à 30 % de la roche) ; en particulier dans la zone est, il peut manquer presque totalement (MS 6 et MS 2).

Les plages sont parfois divisées en deux par un plan de macle dont la trace est plus ou moins décrochée ; il n'y a pas trace de perthite, par contre les *inclusions de baguettes d'albite* sont fréquentes, elles sont alors corrodées (planche IV).

La muscovite, légèrement verdâtre, est irrégulièrement répartie en lamelles trapues de 0,2 à 0,6 mm. Elle est peu abondante et, dans les faciès normaux, ne représente pas plus de 5 à 10 % de la roche.

La manganapatite, légèrement bleuâtre, en plages de 0,1 à 1 mm a tendance à se localiser dans les interstices de la roche.

La topaze est surtout caractéristique des zones les plus proches du toit ou du mur de la formation de granite à albite, c'est-à-dire au voisinage de la couche de contact, ou bien du microgranite-porphyre. Elle peut représenter alors jusqu'à 0,5 à 1 % de la roche. Toujours, elle affecte un aspect déchiqueté et résiduel qui ne laisse subsister que très rarement des formes losangiques fantômes tandis qu'une altération en séricite et kaolin se développe à partir des fissures. La topaze est corrodée par le quartz.

La cassitérite est le minéral accessoire le plus typique du granite à albite de Montebbras. Les cristaux sont petits (0,01 à 0,2 mm) et simples : ce sont des octaèdres quadratiques aplatis bipyramidés dans lesquels les faces du prisme ont disparu. Cette forme serait typique (AHLFELD 1958) des cassitérites précoces antérieures à la phase pneumatolytique qui serait responsable des cassitérites maelées tandis que la prédominance du prisme caractériserait une température de formation élevée et les bipyramides aiguës, une origine hydrothermale.

En lame mince les sections de cassitérite sont losangiques et se groupent parfois en un assemblage étoilé. La cassitérite est associée à l'albite, à la topaze, au quartz et à la muscovite, ces deux derniers étant les porteurs les plus fréquents.

La niobite (Fe, Mn) (Nb, Ta)₂O₆ en petites tablettes (10 à 100 microns) accompagne parfois la cassitérite comme minéral accessoire du granite à albite.

Composition chimique.

Voici les résultats d'analyse de 3 échantillons en provenance de la carrière des Roches (1, 2 et 3) et d'une analyse partielle d'un échantillon en provenance de la ferme Brunet (4) :

	1	2	3	4
SiO ₂	72,90	73,50	70,69	66,70
Al ₂ O ₃	16,58	15,94	17,87	20,30
Fe ₂ O ₃	0,28	0,34	0,25	0,30
FeO	tr.	0,13	0,14	
TiO ₂	00,0	0,00	0,00	
MnO	0,06	0,08	0,06	
CaO	0,50	0,78	0,89	0,78
MgO	0,05	0,24	0,14	
Na ₂ O	4,30	3,50	4,30	6,50
K ₂ O	3,90	3,80	3,70	0,70
Li ₂ O.....	0,30	0,09	0,08	0,03
P ₂ O ₅	0,34	0,18	0,22	
H ₂ O—	tr.	0,20	0,22	
H ₂ O+	1,66	1,40	1,85	
	100,87	100,18	100,41	

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	e	alk	ti	p	k	mg
1)	420,76	56,29	2,23	3,09	38,39	0,00	0,83	37,43	19,41
3)	379,97	56,50	3,31	5,13	35,06	0,00	0,50	36,21	34,11

Norme CIPW

	qz	or	ab	an	hy	cd	ma	hm	ap
1)	32,71	23,07	36,34	0,49	0,13	5,10	0,20	0,14	0,74
3)	29,92	21,89	36,34	3,13	0,51	5,63	0,36		0,48

Paramètres de Iacroix

1) I-4-1-4 1-4-3

3) I-4-1-4 1-3-3

Éléments en traces (en grammes par tonne)

	P	F	Li ₂ O	Sn	W	Be	Nb	B	As	Ga
Moyenne de 4 échantillons en provenance des sondages MS 7 et MS 11	2 020 pour 3 éch.	2 050	1 120	(1) 1 430	3	7	100 dans 2 éch.	75	11	66 1 éch. dosé

3-3) LES FACIÈS DÉRIVÉS DU GRANITE A ALBITE.

Trois éléments peuvent contribuer à modifier l'aspect du granite à albite, ce sont : la quartzification, le développement de la muscovite et la kaolinisation. Tous trois se manifestaient déjà dans le granite à albite normal en particulier la quartzification qui est à l'origine des porphyroblastes de quartz si caractéristiques de cette roche, mais, dans certaines zones ils atteignent une intensité exceptionnelle et donnent naissance à des faciès d'aspect profondément modifié.

3-3-1) LA QUARTZIFICATION.

Dans le granite à albite normal le pourcentage de porphyroblastes de quartz était en moyenne d'environ 25 % ; localement il pouvait d'ailleurs diminuer considérablement comme par exemple dans les secteurs des sondages MS 2 et MS 6. A l'inverse il existe des zones où la proportion de porphyroblastes de quartz s'accroît notablement ; selon le degré de cet accroissement nous distinguerons :

a) *Les « sables feldspathiques »*. Sous cette dénomination les exploitants de la carrière des Roches désignent une roche finement grenue, blanche et pulvérulente, essentiellement constituée de quartz, de micas blancs, de quelques feldspaths et d'un peu de kaolin. Au microscope on voit très bien la multiplication et le développement des porphyroblastes de quartz

(1) Chiffre nettement plus élevé que ceux résultant des essais de lavage et qui sont compris entre 3 et 500 g/t de Sn récupéré : ces essais ont porté sur plusieurs tonnes de roche et non pas sur quelques kilos. La différence s'explique par la finesse de grain de la cassitérite qui rend sa récupération difficile.

qui constituent 60 à 80 % de la roche et englobent de nombreuses reliques d'albite ; il reste quelques baguettes d'albite entre les porphyroblastes de quartz, ainsi que de très rares petites plages d'un feldspath potassique. Par contre, on note la présence de nombreuses tablettes millimétriques de muscovite (15 à 20 %) également corrodées par le quartz et qui lui seraient donc antérieures. Enfin le long des fissures et craquelures qui sont fréquentes se localise du kaolin. Il y a quelques points de cassitérite, comme dans le granite à albite normal.

Les deux analyses qui suivent soulignent l'enrichissement en silice et l'appauvrissement en potasse et surtout en soude des « sables feldspathiques » par rapport au granite à albite normal :

	Analyse 1 204	1 952
	B.R.G.G.M. 1957	B.R.G.G.M. 1957
SiO ₂	78,53	79,60
Al ₂ O ₃	13,88	14,45
Fe ₂ O ₃	0,16	0,12
FeO	0,11	0,07
TiO ₂	0,00	0,00
MnO	0,04	0,04
CaO	0,31	0,29
MgO	0,00	0,01
Na ₂ O	0,20	0,40
K ₂ O	2,30	2,40
Li ₂ O	0,06	0,07
P ₂ O ₅	traces	0,09
CO ₂	0,31	
H ₂ O—	0,18	traces
H ₂ O+	4,12	2,80
	100,20	100,34

L'extension des sables feldspathiques est surtout remarquable dans la partie centrale de la carrière des Roches et dans ses prolongements occidentaux. Ils se localisent au toit de la formation de granite à albite sur une épaisseur de 10 à 20 mètres. Les coupes du front de carrière ainsi que celle du sondage MS 11 montrent bien leur passage progressif, en profondeur, au granite à albite normal.

b) *Les « quartzites »*. Au milieu des « sables feldspathiques » se trouvent, par endroits, des masses importantes (jusqu'à plusieurs centaines de mètres cubes), d'une roche grise à gris verdâtre, dure et compacte, finement grenue, constituée essentiellement de quartz à grain fin ou moyen, localement prismatique, parfois accompagnée d'un peu de muscovite jaune verdâtre, et fréquemment tachée par des oxydes de manganèse noirs. Ces masses de quartzites affectent des formes variées : boules, lentilles ou colonnes verticales lesquelles semblent se localiser préférentiellement selon la direction majeure N 50 E de la fracturation de la roche.

PLANCHE V

MONTEBRAS

QUARTZIFICATION DU GRANITE A ALBITE - MUSCOVITE

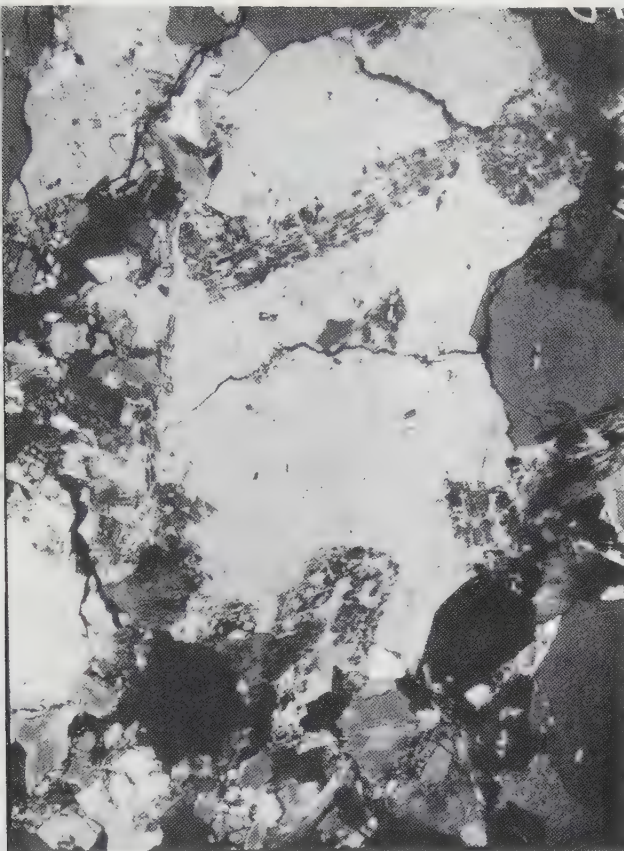
1 et 2. — L.M. 22 265 — L P $\times$ 25 et L M 22 264 — L P $\times$ 50.

Premier stade de la quartzification qui correspond aux « sables feldspathiques ». L'envahissement du quartz n'est pas total ; il subsiste des lattes d'albite et des lamelles de muscovite entre les porphyroblastes de quartz.

3 et 4. — L.M. 22 266 — L P $\times$ 25 et L M 22 266 — L P $\times$ 50.

Deuxième stade de la quartzification qui correspond aux « quartzites » de la carrière des Roches.

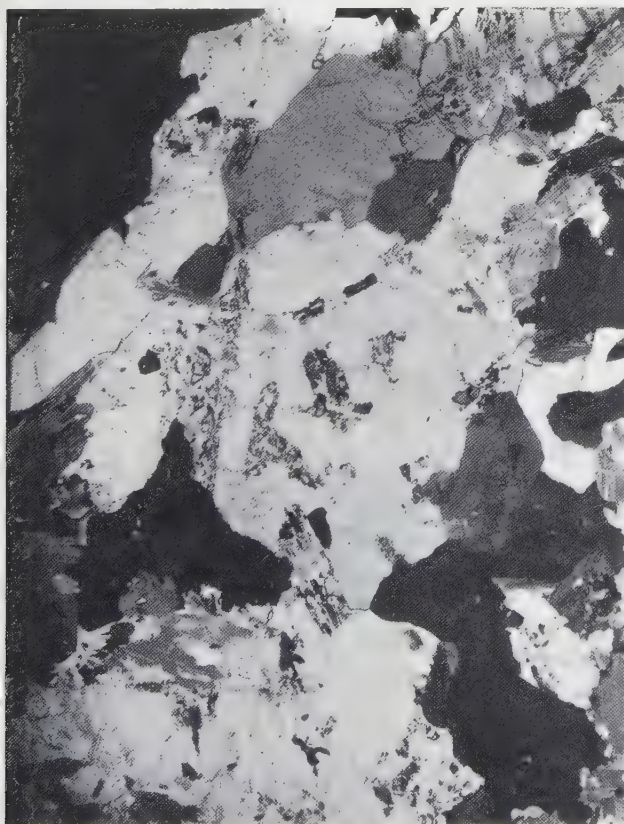
Les porphyroblastes de quartz se sont développés, ils sont jointifs (d'où la cohésion de la roche) ; albite et muscovite ne subsistent plus qu'à l'état de résidus ou de fantômes.



1



2



3



4

Si, parfois, le contact « sables feldspathiques »-« quartzites » apparaît brutal, on peut trouver en d'autres points tous les *termes de passage entre les deux roches* ; l'examen microscopique (planche V) confirme cette manière de voir : on note un développement de plus en plus grand des porphyroblastes de quartz, qui corrodent et enveloppent les feldspaths et les micas ; ceci peut s'accompagner ou non d'une fracturation de ces derniers minéraux. Dans les termes ultimes, ne subsistent plus que des reliques d'albite sous forme de fantômes rectangulaires dans les porphyroblastes de quartz et des micas déformés ou fragmentés. Le quartz de certains porphyroblastes montre une tendance à un développement prismatique, avec des zones d'accroissement soulignées par des lignes d'impuretés.

On peut donc *interpréter ces « quartzites » comme le terme extrême de la silicification du granite à albite*.

J'attribuerai également aux ultimes manifestations de la silicification les quelques *filonnets de quartz* qui recoupent le granite à albite. Ce sont des filonnets peu puissants (1 à 10 cm), géodiques, constitués d'un quartz gris à éclat gras, de forme prismatique, souvent taché d'oxydes noirs de manganèse, identique à celui qui se développe parfois dans les boules de quartzites. Aux épontes de ces filons le granite à albite, ou le « sable feldspathique », est enrichi, sur quelques centimètres, en muscovite verte.

Enfin, certains faciès quartzeux de la *couche de contact* elle-même, ne semblent pas sans rapport avec l'intensité de la quartzification dans le granite sous-jacent.

3-3-2) FACIÈS SURMICACÉS.

Nous avons noté que le granite à albite renfermait de 5 à 10 % de muscovite ; cette proportion peut augmenter très fortement dans certaines parties de la formation, spécialement dans les zones supérieures.

Le granite à albite et à muscovite du secteur est. Les coupes des sondages MS 2 et MS 6 et la tranchée d'adduction d'eau qui passe au voisinage, montrent que la formation de granite à albite à grain moyen comporte deux faciès :

- à la base : un granite à albite normal.
- au sommet : un granite à albite riche en muscovite.

Le passage de l'un à l'autre est progressif et se situe environ au milieu de la formation dont la puissance est comprise entre 7 et 14 mètres.

La muscovite, qui peut représenter 40 à 60 % de la roche, se présente en tablettes de 1 à 3 millimètres, de couleur légèrement bronzée à verdâtre. Elle est très irrégulièrement répartie.

Les « *sables feldspathiques* » de la carrière des Roches montrent, nous l'avons déjà signalé, un net enrichissement en muscovite par rapport au granite à albite normal.

Les « *sables kaoliniques* », contrairement à leur appellation locale sont le plus souvent des sables micacés, résultat d'un enrichissement intense en muscovite du granite. La muscovite s'y présente en très fines paillettes verdâtres ou jaunâtres accompagnées d'un peu de quartz et de plus ou moins de kaolin.

Ce type de roche est bien représenté dans l'ancien « creux Lassalle » à l'extrémité nord-nord-est de la carrière des Roches.

En voici deux analyses dans le tableau de la page 71.

Nous avons retrouvé des sables micacés ou même de véritables greisens vert clair consolidés, du même type, en divers points du gisement : entre le château d'eau et la ferme Brunet et dans une fouille pour étain située à 100 m à l'Est du sondage MS 5.

En général l'enrichissement en muscovite semble indépendant des phénomènes de quartzification. Toutefois, nous avons déjà signalé, qu'aux épontes des filons de quartz, il y avait un enrichissement en muscovite verdâtre, ainsi que dans les « sables feldspathiques ».

	1 203	1 253
	B.R.G.G.M. 1956	B.R.G.G.M. 1957
SiO ₂	46,90	47,24
Al ₂ O ₃	35,73	36,45
Fe ₂ O ₃	0,06	0,25
FeO	0,38	0,30
TiO ₂	0,0	traces
MnO	0,09	0,08
CaO	0,20	0,29
MgO	0,17	0,22
Na ₂ O	0,20	0,40
K ₂ O	8,50	7,80
Li ₂ O	0,14	non dosable
P ₂ O ₅	traces	0,04
CO ₂	0,27	non dosé
H ₂ O—	0,40	0,28
H ₂ O+	5,10	5,70
	98,14	99,05

3-3-3) LA KAOLINISATION.

La kaolinisation est, à la fois, généralisée et peu développée. Elle affecte la plupart des faciès de la formation de granite à albite mais sans jamais aboutir à constituer une roche essentiellement kaolinique. L'exemple le plus typique nous en est donné par ce qu'il était convenu d'appeler les « sables kaoliniques » du creux Lassalle : nous avons vu qu'il s'agissait en fait de « sables micacés » plus ou moins kaoliniques. Les quelques tentatives d'industrialisation de ces kaolins n'ont d'ailleurs jamais eu de suites.

4. LA COUCHE DE CONTACT

C'est une formation plus ou moins continue, à tendance monominérale, présentant trois faciès principaux, feldspathique, quartzeux ou micacé ; elle sépare le granite à albite de Montebras du granite de Chanon. Cette couche est généralement bien individualisée, excepté dans le secteur où nous avons constaté la présence d'une brèche de contact importante et où il n'est alors plus possible de localiser d'une manière précise la limite principale entre granite à albite et granite de Chanon (secteur sud-sud-est compris entre le puits V et le sondage MS 4). Partout ailleurs sa puissance est variable, elle est généralement comprise entre 0,5 et 2 mètres mais peut atteindre, localement jusqu'à 15 m, ou bien se réduire jusqu'à disparaître complètement.

4-1) LE FACIÈS FELDSPATHIQUE OU « STOCKSCHEIDER ».

Le terme de « stockscheider » est utilisé par les mineurs et les géologues saxons pour désigner une formation pegmatitique, riche en feldspaths qui couronne le toit de certaines coupes granitiques auxquelles sont liés les gisements stannifères ou stannowolframifères de l'Erzgebirge (Geyer, Sadisdorf, Ehrenfriedensdorf, etc...) ; il convient parfaitement pour qualifier la couche de contact à faciès feldspathique que l'on rencontre à Montebras : même disposition, allure pegmatitique semblable...

4-1-1) GISEMENT.

Le « stockscheider » est surtout bien représenté dans la partie centrale de la carrière des Roches qui le découpe d'une façon très spectaculaire (planche VI) tandis que, en allant vers l'Ouest, des travaux récents de découverte ont raboté sa couverture granitique jusqu'à mettre à nu son toit. On le connaît également sur le versant nord où le sondage MS 7 l'a recoupé sur une épaisseur de 1,60 m et il existait probablement aussi plus à l'Est, à proximité du puits IV bis où les rapports anciens font état « d'un filon feldspathique violet qui aurait pour toit le granite et pour mur le porphyre ».

4-1-2) PÉTROGRAPHIE.

Aspect macroscopique.

L'allure générale est celle d'une pegmatite : de grandes masses clivables de feldspath blanc, rose ou légèrement violacé constituent la presque totalité du « stockscheider ». Le feldspath est très souvent altéré, partiellement kaolinisé, friable et même sableux. Généralement un peu de quartz et de mica blanc lui sont associés ; plus rarement on note la présence de mouches noires de cassitérite et des nids d'amblygonite avec ou sans turquoise. Mais comme on l'a constaté fréquemment dans les « stockscheider » de Saxe ce type de formation est naturellement peu minéralisé, sinon à l'occasion de remplacements tardifs.

Aspect microscopique.

La composition minéralogique est la suivante :

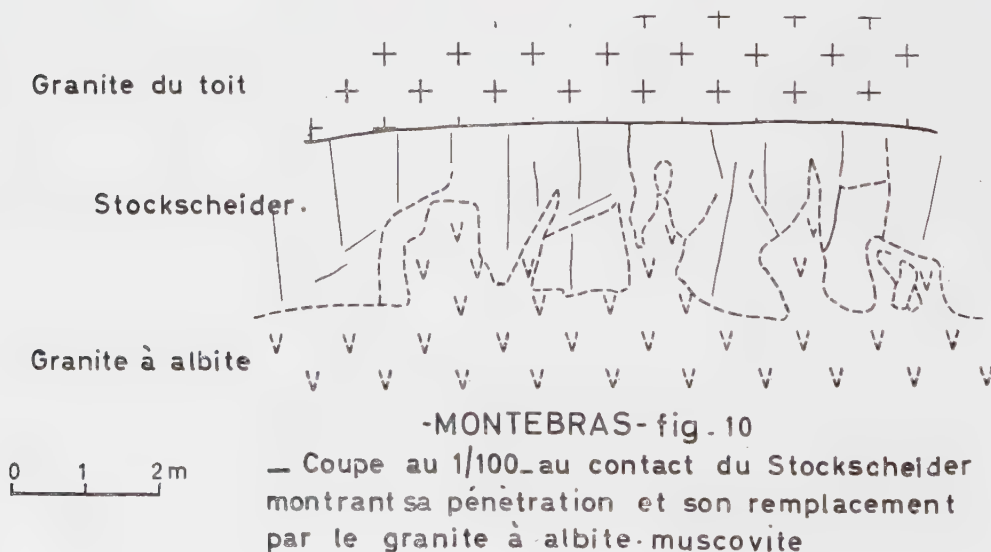
Orthose dominante	Mica blanc (muscovite et plus rarement lépidolite)
Quartz	Amblygonite-montebrazite (rare)
Albite	Apatite

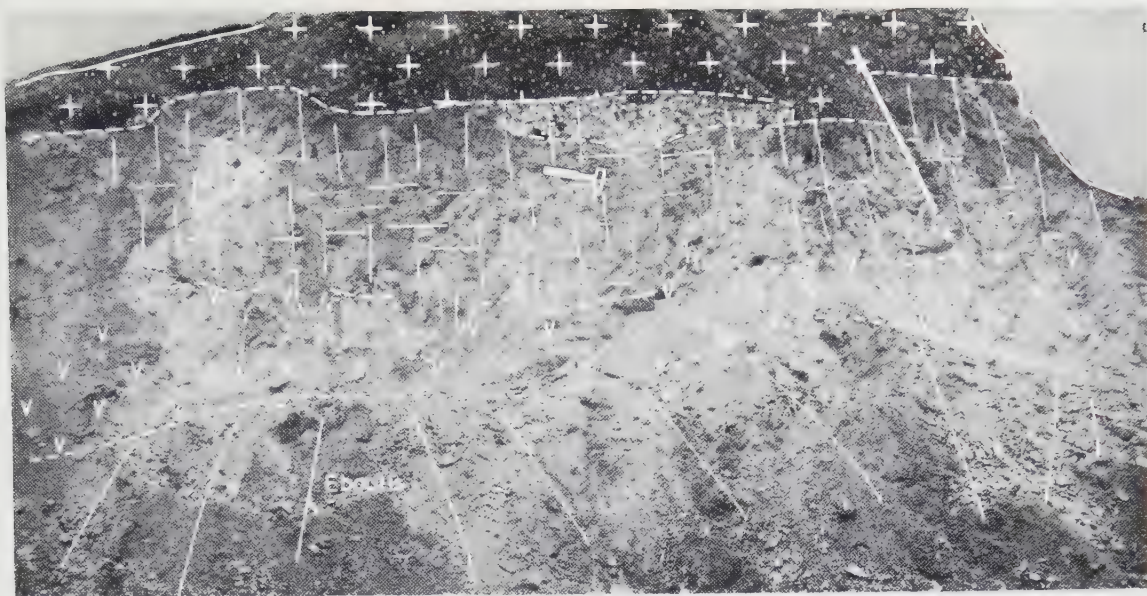
L'orthose, en grandes plages parfois maclées Carlsbad, est faiblement perthitique. Elle apparaît comme le premier minéral formé que corrodent et remplacent l'albite et le quartz.

Le remplacement s'effectue à partir des diaclases et fissures du feldspath potassique le long desquelles se développent des lamelles d'albite en chapelets puis de véritables veinules de granite à albite avec quartz, albite et muscovite.

4-1-3) RELATIONS.

— Avec le granite porphyroïde du toit, le contact est généralement brutal. Plus rarement on voit immédiatement au contact se développer dans le granite des cristaux très colorés d'orthose.





1



3



2



Montebras - Carrière des Roches

Le "Stockscheider" feldspathique

Granite de Chanon altéré

"Stockscheider" feldspathique

{ rose
blanc

Granite à albite de Montebras



— L'antériorité du « stockscheider » feldspathique par rapport au granite à albite du mur est manifeste en de nombreux points : le granite à albite, ou le sable feldspathique pénètrent le stockscheider par sa base, s'infiltrant dans toutes les fissures, en remplaçant plus ou moins complètement l'orthose à leur contact (fig. 10 et planche VI).

— Latéralement, le passage du « stockscheider » feldspathique à la « quartzglocke » semble progressif. Il existe des faciès mixtes quartzo-feldspathiques, mais le quartz apparaît toujours plus tardif que le feldspath qu'il corrode.

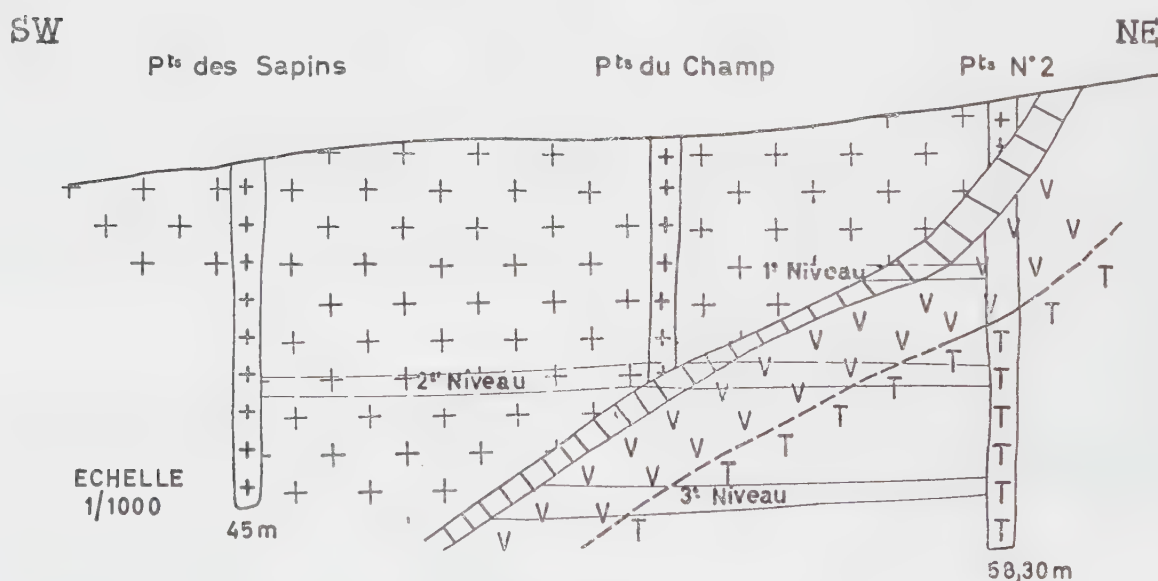
4-2) LE FACIÈS QUARTZEUX OU « QUARTZGLOCKE ».

La « Quartzglocke » est l'équivalent quartzeux du « stockscheider » des gisements de l'Erzgebirge (gisement de Pechtelsgrün en particulier) (BOLDUAN, 1954).

4-2-1) GISEMENT.

A l'extrémité nord-nord-ouest de la carrière des Roches, la couche de contact prend l'aspect d'un filon horizontal de quartz entre le granite très altéré du toit et les « sables feldspathiques » du mur ; sa puissance est voisine de 0,50 m.

Dans le reste du gisement les faciès quartzeux, quartzo-feldspathiques ou quartzo-micacés sont très fréquents dans la zone de contact granite-granite à albite. Ils constituent l'essentiel de l'ensemble des « filons » reconnus et exploités par les Anciens sur le versant sud de la coupole dans les secteurs du Communal et des Acacias. Cette notion de « filons » s'était imposée par le désir des exploitants de retrouver à Montebras un gisement analogue à ceux



— MONTEBRAS — fig. 11

La « quartz glocke »  au contact du granite de Chanon 
 et du granite à albite sableux  dans la zone des Acacias.
 microgranite

de Cornouailles ; c'est ainsi qu'en 1868 on rapportait « les filons métallifères ou stériles » du gisement à 6 directions principales, réparties en 3 groupes NW-SE, E-W et N.NE. Leur assimilation à une couche de contact, plus ou moins continue, obligée de s'infléchir selon les modulations et les irrégularités du plan de contact, explique bien les multiples directions filoniennes constatées par les anciens mineurs et les difficultés qu'ils rencontraient dans leurs travaux souterrains pour suivre ces filons tant en direction qu'en profondeur. Si nous ajoutons à cela qu'autour des enclaves granitiques il peut exister une micro-couche quartzeuse analogue à celle du contact principal et qu'il est possible également que *certaines vrais filons se détachent occasionnellement du toit pour pénétrer dans le granite à albite ou le microgranite sur une certaine distance*, l'on comprendra la confusion qui pouvait naître de l'examen des seuls travaux miniers.

Dans les secteurs du Communal et des Acacias, les coupes des deux « filons » principaux, reconstituées à partir des documents d'archives, montrent bien la position en couche de contact qu'ils occupent entre le granite à albite et le granite. Dans le secteur des Acacias par exemple, la couche quartzeuse était connue sur plusieurs centaines de mètres d'allongement et une centaine de mètres selon la plus grande pente avec une puissance qui variait entre 0,50 et 2 mètres. On cite des cas où la puissance de la formation quartzeuse aurait atteint jusqu'à 7 ou 8 mètres, en particulier aux niveaux les plus élevés.

4-2-2) PÉTROGRAPHIE.

L'apparence générale est celle d'un filon.

Le quartz en est le constituant essentiel ; il est de couleur blanc-grisâtre, parfois légèrement teinté de bleu ou de violacé. Son éclat est gras. Il s'esquille facilement en donnant des débris extrêmement coupants. Généralement grossièrement cristallisé ou massif, avec de nombreuses fissures, il peut présenter localement de belles géodes tapissées de cristaux prismatiques terminés par une pyramide et recouverts d'une fine pellicule violacée d'oxydes de fer. Certains gros cristaux ont des faces légèrement courbes, ternes rugueuses et mouchetées de micas blancs nacrés ou argentins et de petits cristaux noirs de cassitérite, d'autres cristaux présentent des faces brillantes et striées. Par endroits, la couche quartzeuse prend un aspect bréchique avec une cimentation par une deuxième génération de quartz d'aspect moins massif.

Un certain nombre de minéraux peuvent accompagner le quartz de la couche de contact.

— *le feldspath potassique* est de même type que celui de la couche à faciès feldspathique. Il existe même un *faciès mixte quartzo-feldspathique* où le quartz et le feldspath sont associés comme dans une pegmatite.

— *les micas* en paillettes incolores, vert clair ou jaunes. On rencontre également un *faciès mixte quartzo-micacé* où des éléments de greisen ultra-micacé sont enrobés dans la couche quartzeuse.

— *l'amblygonite et la montebrasite*, phosphates d'aluminium et de lithium (1), en masses clivables ou en cristaux xénomorphes, translucides à opaques, de couleur blanc mat (montebrasite) à blanc violacé (amblygonite). Ces minéraux étaient particulièrement abondants sur le versant sud de la coupole dans le secteur du Communal, au lieu-dit des « Abattages Président » : « Les bancs de quartz sont ordinairement accompagnés de blocs plus ou moins volumineux de feldspath orthose et d'amblygonite, irrégulièrement disséminés. L'exploitation consiste à rechercher dans cette masse, un peu au hasard, les morceaux d'amblygonite » (rapport du Service des Mines, le 22-7, 1899). Le long des fissures qui traversent l'amblygonite-montebrasite se développent fréquemment un certain nombre de minéraux phosphatés d'altéra-

(1) Les formules chimiques sont données dans le paragraphe 9.

PLANCHE VII

MONTEBRAS

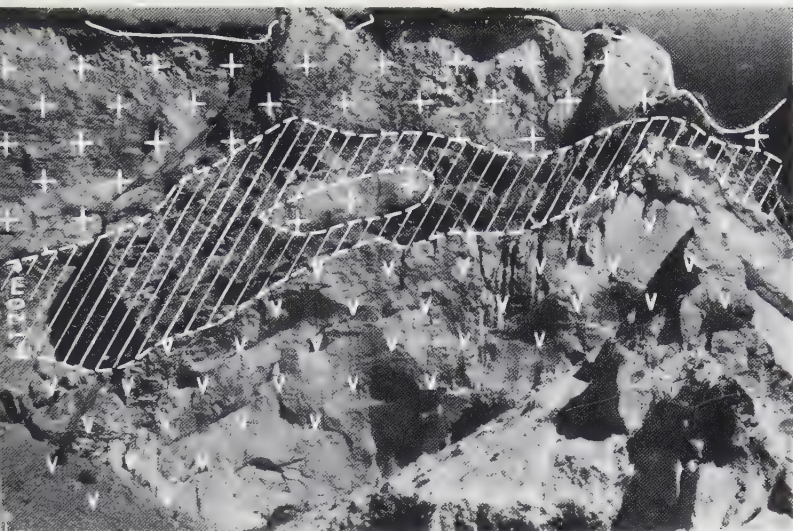
COUCHE DE GREISEN ULTRA-MICACÉ LITHINIFÈRE

1 - Carrière des Roches front nord-est.

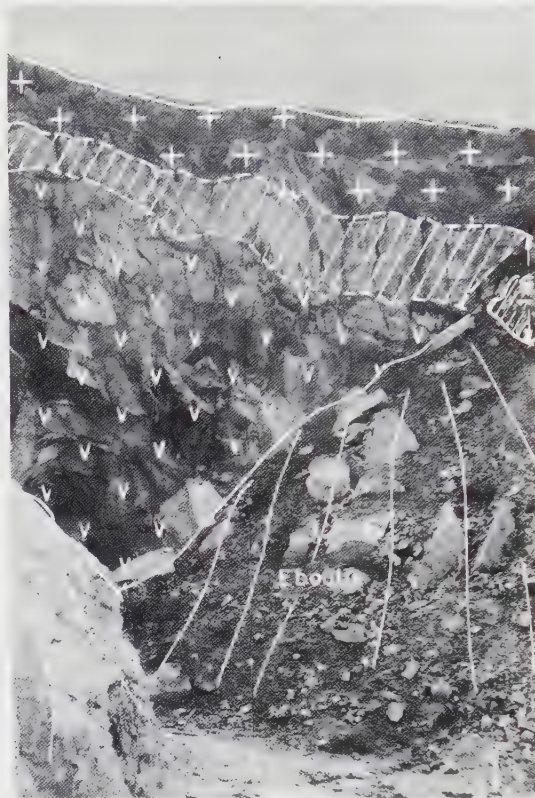
2 — Carrière des Roches front nord.

3 — Ferme de Brunet. Affleurement.

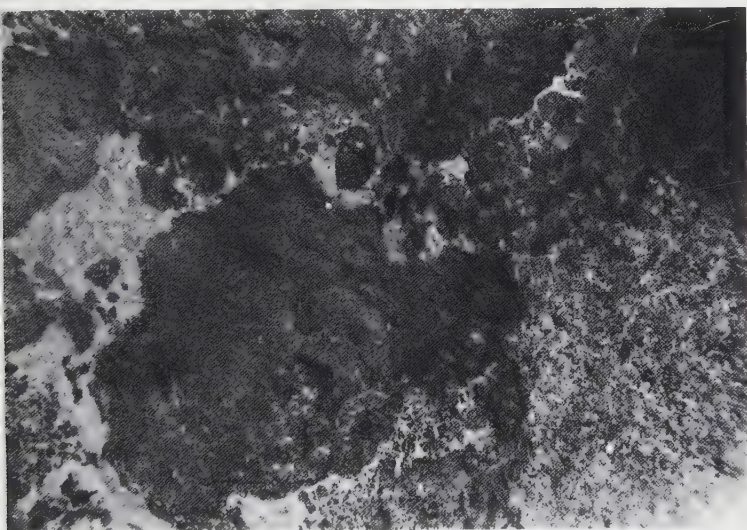
4 — Détails d'un bloc de greisen montrant des veinules de quartz tardif (blanc). On notera, des tâches plus foncées à contour géométrique, il s'agit de cristaux résiduels de gigantomolite du granite de Chancn, ce qui démontre bien que le greisen s'est formé à ses dépens.



1



2



3



Granite de Chanon altéré



Greisen ultra-micacé,



Granite à albite de Montebas ou "sable feldspathique"

tion parmi lesquels les plus typiques sont la *wavellite* en croûtes mamelonnées fibreuses blanches, et la *turquoise* en enduits bleu ciel à bleu-vert, compacts ou caverneux ; la *morinite* et la *soumansite*, autres minéraux accompagnateurs de l'amblygonite, n'ont été rencontrés que très rarement à Montebbras (LACROIX, 1910).

— la *cassitérite* est très noire et mate, en mouches, en plages, en rognons ou en amas dont certains peuvent atteindre de grandes dimensions.

On rencontre également de petits cristaux de cassitérite de forme simple (cristaux octaédriques) en tapissage de faces ou de parois du quartz.

— la *wolframite* est rare ; on ne la connaît que dans la couche quartzeuse qui sub-affleurerait à la limite Nord-Nord-Ouest de la carrière des Roches. Elle se rencontre en très fines aiguilles alignées dans le quartz plus ou moins parallèlement aux épontes de la couche. Du *mispickel* et de la *scorodite* l'accompagnent.

— l'*apatite* bleu foncé, manganésifère, se présente en cristaux prismatiques noyés dans le quartz qui peuvent atteindre et dépasser le centimètre.

4-3) LES GREISENS ULTRA-MICACÉS ET L'EXOCONTACT.

Leur position structurale moyenne, entre granite à albite et granite de Chanon, incite à considérer les greisens (1) comme un faciès particulier de la couche de contact ; en fait leur comportement diffère assez nettement de celui du « stockscheider » ou de la « quartzglocke » : tandis que ces derniers présentent avec le granite du toit des contacts nets et restent cantonnés à l'intérieur des limites de l'intrusion, les greisens se développent aux dépens du granite de Chanon constituant ainsi la zone d'exocontact de l'intrusion du granite à albite.

4-3-1) GISEMENT.

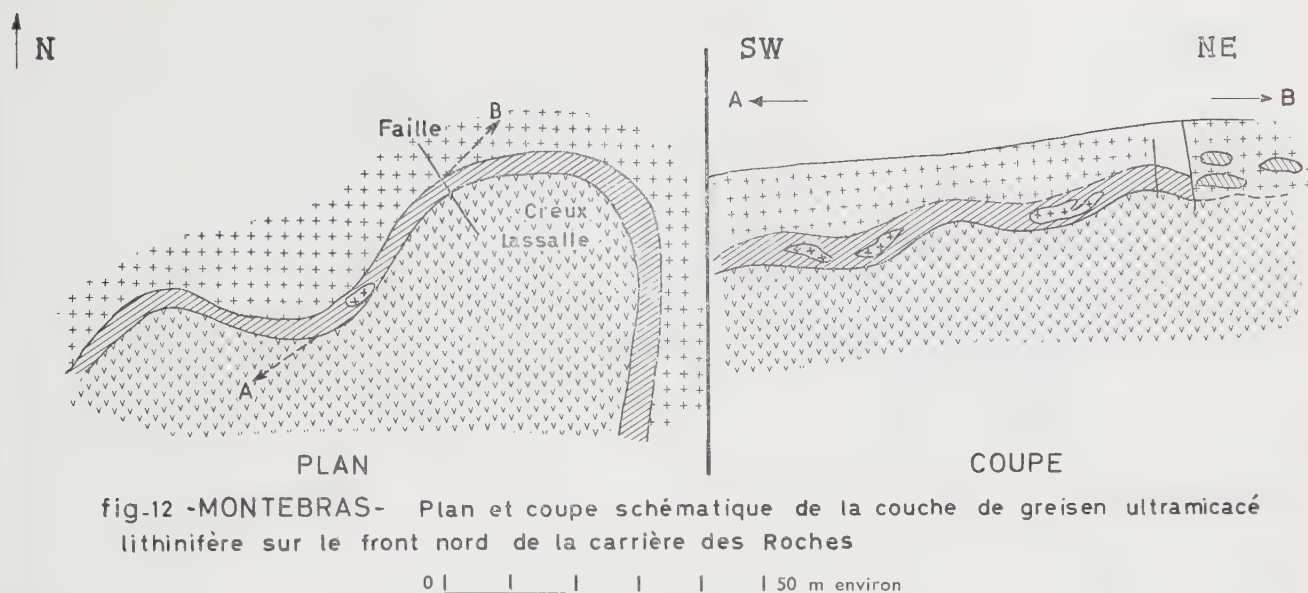
Les greisens ultra-micacés sont très fréquents à Montebbras ; on les connaît en de nombreux points :

— dans la carrière des Roches (fig. 12 et planche VII), sur les fronts nord et nord-est, la couche de greisen est puissante de 0,50 à 5 mètres (2). Elle a d'ailleurs fait l'objet, au creux Lassalle, d'une tentative d'exploitation pour en extraire des pierres ornementales. Au Sud de la carrière des Roches, de part et d'autre de la grande tranchée de roulement, on retrouve de nombreux éléments de greisen ou de quartz-greisen qui permettent de penser que dans ce secteur aussi, la couche était, au moins en partie, constituée de greisen.

— sur le versant nord de la coupole, les affleurements mis à jour par la tranchée d'adduction d'eau sur le chemin allant de la ferme Grandjean à la ferme Brunet et les nombreuses pierres volantes qui jalonnent la zone de contact présumée semblent indiquer que la couche de contact présente fréquemment le faciès micacé dans ce secteur. Nous savons que ce n'est pas toujours le cas puisque la couche recoupée par le sondage MS 7 est feldspathique.

(1) D'après GRIGOR'EV (1953) on nomme greisen : « une roche métasomatique composée principalement de quartz, mica (muscovite, biotite, zinnwaldite...) et, plus rarement, de tourmaline, topaze et fluorine, en association souvent avec des minéraux métallifères : cassitérite, wolframite, molybdénite, etc... Un greisen peut être composé d'un seul, de deux ou de plusieurs minéraux. Le greisen est formé dans les coupoles des intrusions granitiques, à partir de leurs dérivés filoniens, les effusives acides et les roches sédimentaires métamorphisées sous l'influence des solutions postmagmatiques à température élevée ».

(2) Par endroits elle se divise en branches qui enveloppent des éléments du granite du toit. En un point situé au fond du creux Lassalle elle est interrompue par une petite faille verticale de faible rejet au-delà de laquelle, pendant quelques mètres, on ne retrouve qu'une brèche à éléments de granite arénisé, de quartz et de sable micacé vert ; ensuite la couche de greisen reprend son unité.



— Plus à l'Est encore, le faciès greisen est encore mieux représenté ; c'est le secteur de la ferme Brunet dans la cour de laquelle affleure la couche de greisen. Le sondage MS 2 implanté en cet endroit l'a traversée à la verticale sur 10 mètres et le sondage incliné MS 6, implanté 125 m plus au Nord, sur 16,50 m, soit 13 à 14 m selon la verticale.

— Les archives font très souvent mention vers le Sud, dans les secteurs des travaux miniers anciens, aujourd'hui recouverts par des remblais abondants riches en greisen, de l'existence de niveaux de « roche verte » associés ou non aux « filons » quartzeux.

— Enfin, nous verrons plus loin que les enclaves granitiques dans le granite à albite peuvent évoluer vers des greisens du même type.

4-3-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Le greisen-type peut être choisi sur l'affleurement de la ferme Brunet, ou bien autour du Creux Lassalle au Nord de la carrière des Roches.

L'aspect macroscopique est très hétérogène ; il est caractérisé par des différences de grain et de teinte qui s'accordent avec une structure porphyroïde fantôme qui est celle du granite du toit : on distingue souvent encore très nettement les formes des pseudocristaux de gigantomite, plus ou moins parfaitement remplacés par un matériau noir finement micacé à cirieux et celles des phénocristaux de feldspaths entièrement remplacés par une pâte micacée jaune clair. Sur le fond de la roche, de teinte générale gris-verdâtre, se détachent des lamelles millimétriques d'un mica blanc gris à l'éclat nacré ou sub-métallique, parfois de grands cristaux centimétriques bleu-vert foncés d'apatite et, plus rarement, des amas de tourmaline en groupements cristallins trapus noir-verdâtre. On distingue encore du quartz, qui a tendance à s'isoler en veinules et en filonnets où il développe des formes prismatiques.

Les vacuoles sont nombreuses et tendent à donner à la masse de la roche une allure cavernueuse alors que la surface des joints présente au contraire un aspect compact, cirieux

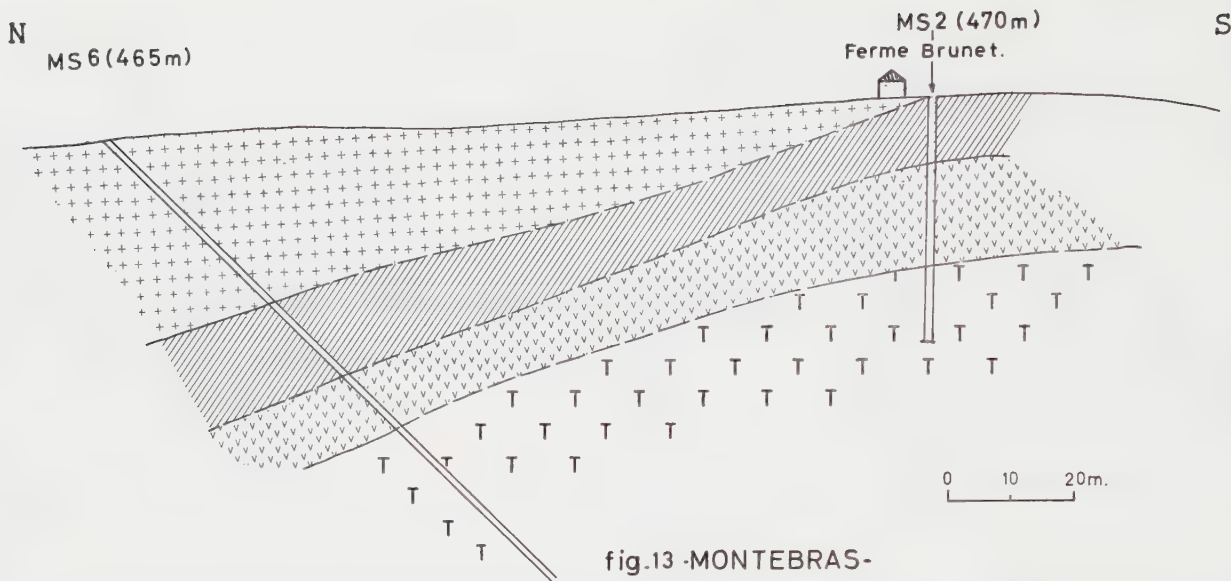


fig.13 -MONTEBRAS-
Coupe NS passant par les sondages MS2 et MS6 et montrant le développement du greisen ultra-micacé aux dépens du granite du toit

++++ granite de tête // greisen ultra-micacé vv granite à albite T microgranite

à talqueux, qui est également celui des blocs de greisen non en place ; ces derniers résistent très bien à l'action des agents atmosphériques qui ont pour effet d'arrondir les angles tandis qu'une pellicule millimétrique brunâtre se développe à partir de la surface.

En lame mince nous ne retrouvons pas l'hétérogénéité que nous constatons à l'échelle macroscopique. Quel que soit leur aspect extérieur, les greisens montrent une texture et une composition minéralogique assez constante. On y distingue :

— de grandes plages d'allure résiduelle (1 à 3 millimètres) d'un mica incolore ou faiblement coloré et pléochroïque en jaune-brun, uniaxe ou faiblement biaxe, très chargé en inclusions opaques ou semi-opaques grenues ou aciculaires (rutil). *Il semble donc s'agir d'une ancienne biotite.* Dans de nombreux cas ces plages sont incluses dans d'autres, plus étendues, d'un mica blanc, tout à fait incolore, sans aucune impureté, et nettement biaxe.

— une pâte crypto-cristalline ou finement cristalline (5 à 100 microns) de micas blancs enchevêtrés, qui entourent, pénètrent et corrodent les grands micas et le quartz quand il est présent. Ces micas sont également nettement biaxes.

A ces deux éléments constitutifs essentiels du greisen (grands micas résiduels et pâte « micromicacée »), peuvent se joindre d'autres minéraux à titre accessoire :

- du quartz en grands cristaux corrodés par la pâte « micromicacée » ;
- de la tourmaline généralement associée au quartz ;
- de l'apatite en petites inclusions ou en grandes plages ;
- de la turquoise tapissant certaines vacuoles ;

de la cassitérite en petits cristaux losangiques (5 à 100 microns) qui se présentent soit en fines veinules discontinues à travers la roche, soit associés aux micas.

Composition chimique. — Voici les résultats d'analyse de 4 échantillons de greisens ultra-micacé :

	1	2	3	4
SiO ₂	44,90	non dosé	57,54	53,06
Al ₂ O ₃	32,46	29,3	21,61	24,58
Fe ₂ O ₃	2,94	2,86	1,17	3,84
FeO			2,55	
TiO ₂	non dosé	non dosé	0,35	0,18
CaO	1,34	«	2,35	1,16
MgO	0,75	«	0,72	1,70
MnO	non dosé	«	0,28	0,10
Na ₂ O	0,45	0,4	0,20	1,22
K ₂ O	11,0	9,1	7,7	8,07
Li ₂ O	1,75	1,58	1,75	1,53
P ₂ O ₅	non dosé	1,16	0,98	non dosé
F	non dosé	3,4	3,3	3,70
Pertes au feu	4,75		2,55	
	100,34		103,05	
1) Analyse I.F.P. réf. 2849 — greisen de la ferme Brunet. 2) Analyse Saint-Gobain — greisen de la ferme Brunet. 3) Analyse B.R.G.M. n° 1594 (7-7-58) — greisen de la ferme Brunet. 4) Analyse communiquée par la Société Nouvelle des Mines de Montebbras — greisen du Creux Lassalle (1-10-61).				

4-3-3) RELATIONS.

Il est rare d'observer un passage progressif entre le greisen ultra-micacé et le granite du toit ; généralement, aussi bien dans la carrière des Roches que dans le sondage MS 6, on passe directement d'un greisen ultra-micacé dur à une arène granitique très tendre. Il ne fait pourtant pas de doute que le greisen se soit formé par remplacement des minéraux du granite, les fantômes si caractéristiques de pseudo-cristaux de gigantomolite en témoignent ainsi que les reliques feldspathiques nombreuses que l'on peut rencontrer à l'échelle microscopique.

Vers le mur de la couche, le contact avec le granite à albite est apparemment assez franc. En fait, il existe une zone mixte dans laquelle les éléments de greisen sont traversés par des veines de granite à albite à grain fin : la roche prend l'aspect d'une microbrèche dans laquelle les débris de granite de Chanon ont été transformés en greisen.

Latéralement le passage du greisen ultra-micacé au « stockscheider » feldspathique n'a jamais pu être observé ; par contre il existe des faciès mixtes quartzo-micacés.

On remarquera enfin que la transformation du granite de Chanon en greisen ne se produit jamais au toit du « stockscheider » ou de la « quartzglocke » qui semblent avoir joué un rôle d'écran vis à vis des fluides de la greisénisation, ce qui tend à démontrer leur antériorité relative (1).

5. — LES FILONS PÉRIPHÉRIQUES.

L'intrusion de Montebras est accompagnée de manifestations filoniennes externes très discrètes ; *le toit du granite de Chanon a sans doute remarquablement résisté à l'augmentation de pression qu'a dû provoquer la mise en place du microgranite et du granite à albite de Montebras.* On connaît trois types principaux de filons autour de Montebras : filons d'aplite, de quartz et aplite, de quartz et greisen.

5-1) FILONS D'APLITE.

Dans toute la région de Montebras le granite de Chanon est traversé par des filonnets et des filons d'aplite blanche à rose, à grain fin, dont les plus importants atteignent rarement un mètre de puissance.

On connaît des filons de ce type dans de nombreux secteurs :

— au Nord de la route Montebras-Lavaufranche ; ils sont orientés N 40 à N 50 E ; plusieurs sont visibles dans le fossé de cette route, à 200 m des premières maisons du village.

— plus près de la coupole, les sondages traversant le granite de Chanon ont recoupé plusieurs filonnets d'aplite :

MS 1 à 23 m (0,54 m) ; 40 m (0,03 m) ; 44 m (0,05 m) et 78 m (0,20 m).

MS 7 à 66,20 m (0,15 m).

MS 8 à 76 m (0,10 m).

MS 10 à 27,30 m (0,20 m) et 33,50 m.

— enfin les travaux de découverte autour de la carrière des Roches ont mis à jour des filonnets de ce type, spécialement sur le palier nord où *ils semblent bien diverger à partir de la coupole intrusive* ; ils peuvent être accompagnés de quelques veinules pegmatitiques à quartz, orthose et tourmaline rayonnée noir-bleuâtre.

La composition minéralogique des aprites est la suivante :

Quartz	Muscovite
Microcline	Apatite
Albite	

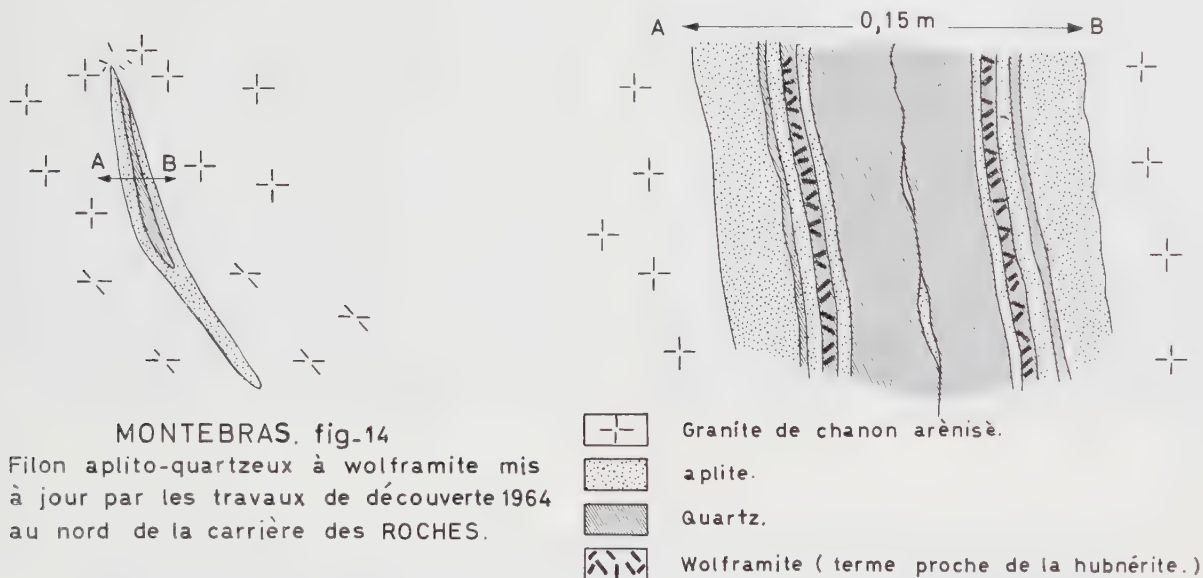
La structure rappelle celle du granite à albite de Montebras. Certains de ces filons d'aplite contiennent d'ailleurs un peu de cassitérite et des apatites bleues.

(1) L'altération générale du granite de Chanon au toit de l'intrusion consiste essentiellement en une kaolinisation des feldspaths et une fissuration de la roche avec remplissage argileux lui donnant un aspect gris blanchâtre et une consistance tendre ; elle a été interprétée comme un phénomène de l'exocontact de l'intrusion de Montebras, à une époque où les découvertes de carrières étaient moins avancées et les sondages non exécutés. On avait même tenté d'établir une relation entre le degré d'altération du granite et la nature de la couche de contact sous-jacente : forte lorsqu'elle était quartzreuse ou micacée, faible ou nulle si elle était de nature feldspathique. Les résultats des travaux récents rendent cette interprétation discutable : dans la carrière des Roches par exemple le granite de Chanon est indifféremment altéré au toit du stockscheider, de la quartzglocke ou du greisen ultra-micacé. Ailleurs la nature supergène de cette altération est évidente, c'est ce que montre la coupe du sondage MS 7 :

0 à 34 m : granite de Chanon altéré.
34 à 68,40 m : granite de Chanon cataclaté dur.
68,40 m : toit du stockscheider.

5-2) FILON DE QUARTZ ET APLITE A WOLFRAMITE.

A la limite nord de la carrière des Roches, dans le granite de Chanon altéré, à une dizaine de mètres à l'aplomb de l'endroit où la couche de contact passe du faciès quartzeux au faciès micacé, une découverte en palier a mis récemment à jour un petit filon très particulier dont je ne connais pas d'autre exemple autour du gisement.



C'est un filon lenticulaire, orienté N 50 W, de dimensions réduites puisqu'il n'apparaît que sur 4 ou 5 mètres d'allongement avec une puissance qui n'atteint, au maximum que 0,15 m (fig. 14). Vers le Nord-Ouest sa terminaison en biseau est très visible mais vers le Sud-Est elle est moins nette ; le filon semble s'amincir le long d'une fissure.

Le pendage est vertical ou légèrement Nord-Est. Le remplissage est symétrique ; en partant de l'une des épontes de granite très arénisé on rencontre :

- une colle argileuse grise de 0,2 à 1 cm d'épaisseur ;
- une roche aplitique rose, large de 3 à 4 cm, dont la composition minéralogique est la suivante : quartz, microcline et albite.

En allant vers le centre, cette aplite est traversée par des filets et filonnets de quartz de plus en plus nombreux, parallèles aux épontes, qui lui donnent un aspect rubané. L'un de ces rubanements est chargé d'aiguilles millimétriques de wolframite (il s'agit d'un terme voisin de la hübnerite) disposées perpendiculairement aux épontes.

- une bande de quartz gris, large de 4 à 6 cm, divisée plus ou moins nettement en deux par une fissure centrale jalonnée de géodes.

En allant vers le Sud-Est, c'est-à-dire en se rapprochant de la coupole, la structure et la composition du filon changent : il y a passage à une pegmatite à quartz et orthose puis à une aplite traversée de filets de quartz à tourmaline noire.

PLANCHE VIII

MONTEBRAS

CARRIÈRE DES ROCHES — LES ENCLAVES

« Brèche » à éléments de granite porphyroïde du toit dans un ciment de granite à albite.

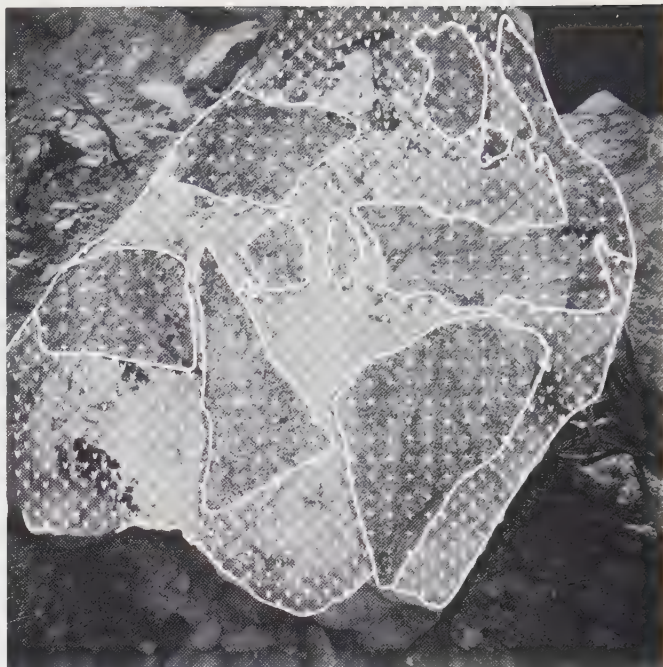
1 et 2 — Gradin supérieur front est.

3 — Gradin inférieur front est.

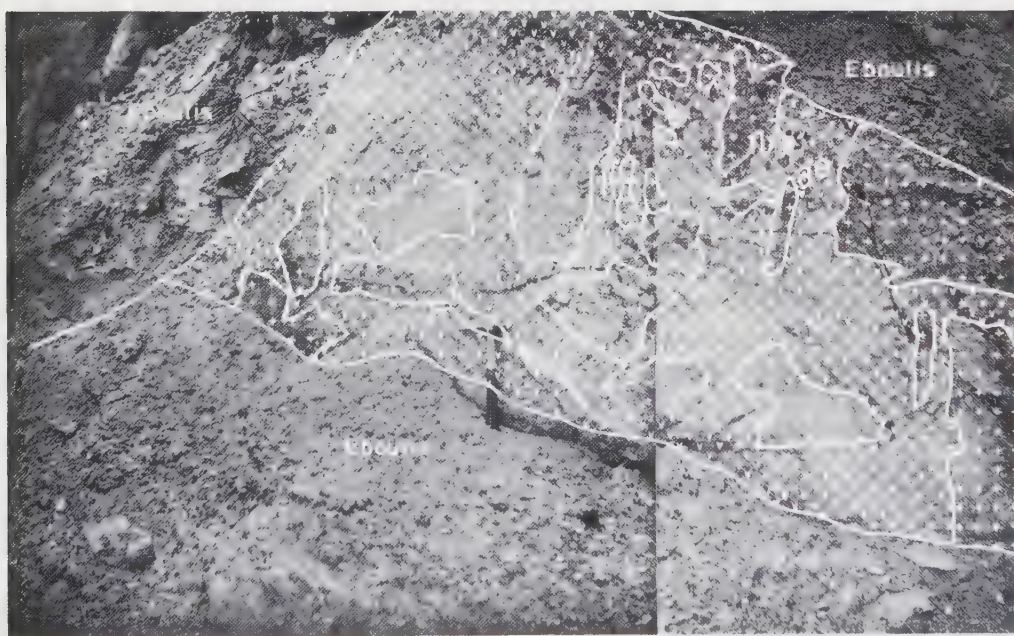
PLANCHE VIII



1



2



3

Montebras - Carrière des roches - Les enclaves

"Brèche" à éléments de granite porphyroïde du toit

+	+	+
+	+	+

 dans un ciment de granite à albite.

v	v	v	v	v
v	v	v	v	v

1 et 2 - Gradin supérieur front Est - 3 - Gradin inférieur front Est

5-3) FILONS DE QUARTZ ET DE GREISEN ULTRA-MICACÉ.

Nous n'en connaissons pas à proximité immédiate du gisement mais seulement assez loin vers le Nord, au centre et autour du village de Montebbras où les tranchées d'adduction d'eau les ont mis en évidence. On en compte environ une douzaine (1). Ils sont irréguliers, avec une direction approximative comprise entre N 20 W et N 20 E, des épontes imprécises et une puissance qui varie de quelques décimètres à plusieurs mètres.

L'un des plus importants coupe la route qui descend à la carrière, à 150 m de la place du village. Orienté Nord-Sud, il est à peu près vertical et a une puissance d'environ 3 mètres. Encaissé dans le granite de Chanon arénisé et broyé, il est essentiellement constitué par un greisen grossier, quartzo-micacé, verdâtre, contenant quelques paillettes de chalcélite ; au centre du remplissage se trouve une veine de quartz en cristaux prismatiques, large de 0,10 à 0,20 m (cette veine de quartz n'existe pas dans tous les filons de greisen).

Ces greisens sont du même type que ceux des faciès ultra-micacés de la couche de contact. Comme eux ils sont lithinifères et titrent de 0,5 à 1,5 % de Li_2O . Ils peuvent renfermer des traces de cassitérite.

6. — LES ENCLAVES

A plusieurs reprises nous avons évoqué la présence d'enclaves dans la couronne de granite à albite qui enveloppe le microgranite de Montebbras.

6-1) GISEMENT ET FORME.

Une première remarque concerne les secteurs où les enclaves sont particulièrement nombreuses. Ce sont d'une part, la zone ESE de la carrière des Roches, d'autre part la région comprise entre le puits V et le sondage MS 4, au Sud de la coupole. Entre ces deux secteurs il n'est pas possible d'assurer que la couronne de granite à albite renferme des enclaves d'une manière continue : c'est une éventualité probable, qui, si elle était confirmée, caractériserait le style de tout le versant sud de la coupole. Par contre on ne connaît pas sur le versant nord de dispositif semblable : les enclaves sont absentes du front nord de la carrière des Roches et aucun des sondages MS 7, MS 6 ou MS 2 n'en a recoupées.

Une deuxième remarque concerne la nature de la formation encaissant les enclaves : *dans tous les cas observés il s'agit du granite à albite couronnant le microgranite ; jamais on n'a rencontré d'enclaves dans le microgranite*, sinon quelques enclaves ovoïdes à grain de nature complètement différente de celles dont il est question dans ce paragraphe. Cette remarque est extrêmement importante pour comprendre les relations génétiques existant entre le microgranite, le granite à albite et le granite de Chanon.

Les enclaves observables sur le front ESE de la carrière des Roches ont une forme anguleuse ; dans certains cas il existe une correspondance nette entre les faces de deux blocs voisins, comme si, après avoir été brisés, ils s'étaient simplement séparés dans un magma (planche VIII).

La taille des blocs est très variable, depuis quelques centimètres jusqu'à plusieurs dizaines de mètres. Sur le front de la carrière les blocs visibles ne dépassent pas 10 mètres

(1) Un puits d'alimentation d'eau, le puits Molat, implanté au centre de Montebbras a recoupé à 9 m de profondeur, sous du granite altéré, une « roche verte ». Il s'agit certainement d'un filon de greisen du même type.

mais celui rencontré par le sondage MS 11 voisin avait une traversée de 14 mètres. Dans les secteurs du puits V et du sondage MS 4, les dimensions des blocs sont encore plus importantes ; ainsi les deux passées granitiques du sondage MS 4 mesurent respectivement 12 et 28 mètres.

En bref, les enclaves sont exclusivement localisées dans la couronne de granite à albite, spécialement sur le versant sud de la coupole de Montebbras, et leur forme est souvent anguleuse.

6-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Du point de vue pétrographique on peut classer les enclaves rencontrées en trois types, ce sont :

- les enclaves de granite porphyroïde ;
- les enclaves de greisen ultra-micacé ;
- les enclaves blanches.

Il existe des roches intermédiaires entre les deux premiers types.

6-2-1) ENCLAVES DE GRANITE PORPHYROÏDE.

Ce sont les plus fréquentes ; elles sont constituées de granite porphyroïde à biotite de Chanon qui est, dans la plupart des cas, remarquablement frais, au moins dans les parties centrales, ce qui contraste avec l'état d'altération généralement très avancé constaté dans le même granite au toit de la couche de contact. Presque toutes les enclaves visibles dans la carrière des Roches sont de ce type.

Le contact avec le granite à albite est assez net ; il peut prendre plusieurs aspects ; la bordure peut être :

— diffuse, avec pénétration fine de l'albite à travers les éléments du granite sur plusieurs centimètres, marquant un début de résorption de celui-ci ;

— silicifiée, avec développement d'une enveloppe quartzeuse millimétrique ou centimétrique autour des enclaves et silicification partielle des éléments du granite sur une certaine profondeur. Fréquemment, de la cassitérite très fine, en nuages brunâtres diffus, est associée au quartz. Cette enveloppe quartzeuse n'est probablement pas le résultat d'une véritable réaction de contact. En effet, dans de nombreux cas les filets quartzeux peuvent se détacher du contact et se poursuivre dans le granite à albite ou le granite (planche IX) ;

— greisenisée, avec remplacement des feldspaths et des micas par une pâte micacée sombre ;

— feldspathisée, avec apparition d'un micro-stockscheider autour de l'enclave. Ce type de contact est très rare.

En lame mince (planche X) on note le remplacement à partir des bordures, des fissures ou même du centre des cristaux, du feldspath potassique et du plagioclase très frais par des micas finement cristallisés qui sont tout à fait semblables à ceux des greisens ultra-micacés de la couche de contact. Dans les lames examinées la biotite du granite a déjà disparu, il n'en subsiste que des reliques-fantômes dans la pâte micacée, soulignées par des amas de produits semi-opaques.

Du côté du granite à albite, on note :

— un enrichissement fréquent en albite sur quelques centimètres, ou même quelques décimètres avec disparition du quartz, diminution du grain, qui donne à la roche un aspect compact, et présence de fine cassitérite.

— une certaine fluidalité autour des enclaves les plus résorbées (planche IX 1) avec apparition d'une discrète enveloppe rubanée où alternent des lits plus riches en albite et d'autres plus riches en quartz.

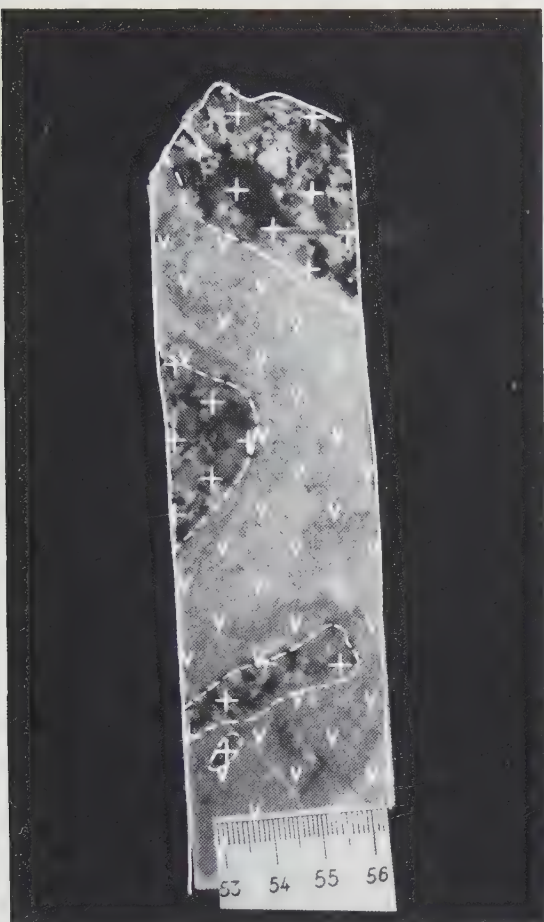
Par ailleurs les enclaves granitiques sont traversées par de nombreux filons et filonnets de granite à albite qui présentent des caractères analogues à celui de la bordure des enclaves, c'est-à-dire un grain plus fin, un enrichissement net en albite et, au contact, la présence de cassitérite et de quartz.

A proximité du contact des enclaves, on trouve également de la fluorine violette, de l'apatite bleu-verdâtre, de la chalcocite verte et de la tourmaline.

	An 1	An 2	An 3	An 4
	granite à albite	granite à albite près d'une enclave	granite Chanon en enclave	granite Chanon
SiO ₂	72,90	69,52	69,85	72,00
Al ₂ O ₃	16,58	17,75	15,71	15,85
Fe ₂ O ₃	0,28	0,26	0,70	} 2,10
FeO	tr	0,16	1,16	
TiO ₂	0,0	0,0	0,36	0,35
MnO	0,06	0,09	0,06	0,04
CaO	0,50	0,27	1,01	0,55
MgO	0,05	0,17	0,87	2,40
K ₂ O	3,90	2,50	4,10	3,65
Na ₂ O	4,30	5,30	3,20	2,70
Li ₂ O	0,30	0,42	0,11	0,03
P ₂ O ₅	0,34	0,34	0,23	0,02
H ₂ O—	tr	0,15	0,30	0,25
H ₂ O+	1,66	1,70	1,70	0,40
	100,87	98,63	99,36	100,34

Eléments en traces (en grammes par tonne)

	An 1	An 2	An 3	Granite de Chanon
Sn	570	620	80	15 à 200 (80 en moyen.)
W	2	2	16	5 à 150
As	4	4	110	20 à 300
Be	4	4	5	4 à 16



1



2



3

Enclaves de granite de Chanon + + (1 et 3) et de Greisen v v (2) dans le granite à albite. v v

A noter, dans le greisen, les fantômes noirâtres de gigantomolite, et les formes d'anciens feldspaths.
En (3) des filets de quartz recoupent indifféremment granite de Chanon et granite à albite

PLANCHE X

MONTEBRAS

1. — L.M. 21 997 — L.P. $\times 12$.

Contact entre le granite à albite — muscovite et le granite de Chanon partiellement greisé. *greisé*nisé.

Dans le granite de Chanon on distingue encore la structure fantôme, quelques plagioclases et des plages engrenées de quartz, nageant dans la pâte micromicacée du greisen.

Le contact est très franc.

2. — L.M. 18 427 — L.P. $\times 12$.

Contact analogue. L'on distingue parfaitement sur ce cliché la différence de nature entre le quartz du granite de Chanon (en plages grenues) et le quartz du granite à albite — muscovite (en pœciloclastes monoorientés englobant des lattes d'albite).

PLANCHE X



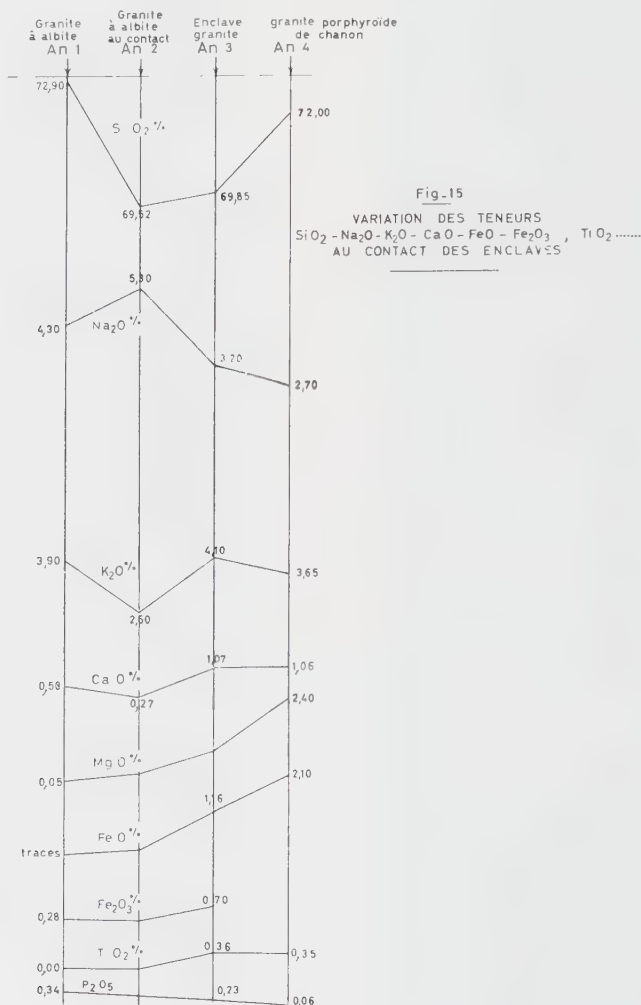
1



2

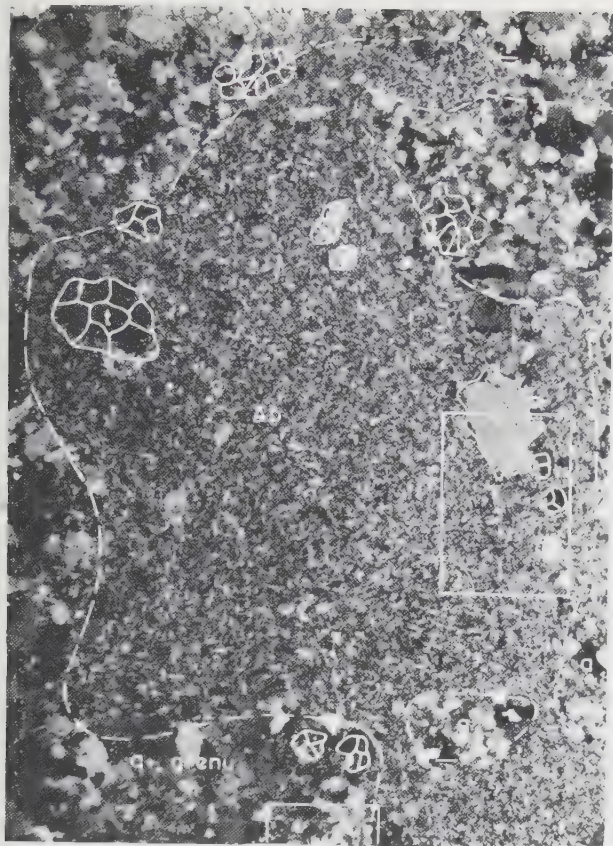
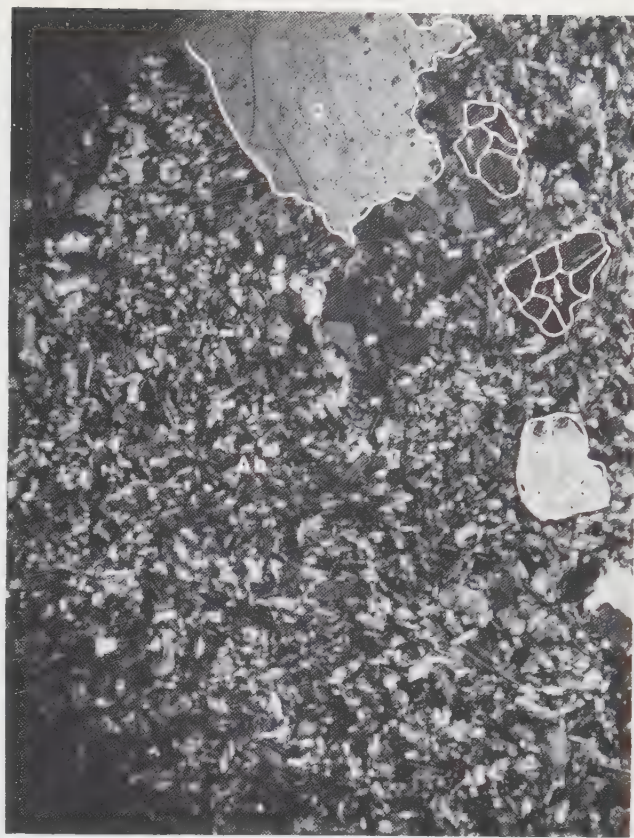
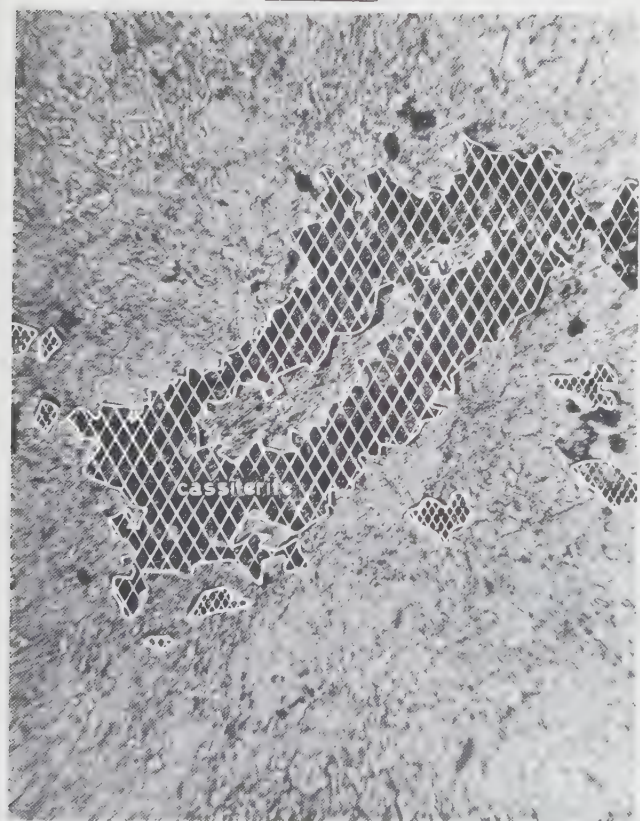
Composition chimique.

La comparaison des résultats d'analyse du granite à albite normal (analyse 1), du granite à albite au contact d'une enclave (analyse 2), du granite de Chanon (analyse 4) et du granite de Chanon d'une enclave (analyse 3) confirment les observations macro et microscopiques sur l'évolution respective et les effets réciproques des deux roches, en particulier sur l'enrichissement du granite à albite en albite et sa fine pénétration dans les enclaves granitiques.



6-2-2) ENCLAVES DE GREISEN ULTRA-MICACÉ.

Dans sa partie supérieure le sondage MS 4 a traversé plusieurs passages de greisens ultra-micacés lithinifères à grain fin, gris-verdâtre, identiques à celui de la couche de contact qui affleure dans la cour de la ferme Brunet, mais qui se trouvent non pas au niveau structural de la couche mais dans la formation de granite à albite.

LM 21996 - L.P. $\times 12$ LM 21996 - L.P. $\times 50$ 

3

LM 21996 - L.N $\times 50$

Montebbras - Enclave blanche

Vue générale (1) et détails (2) des amas finement cristallisés d'albite en baguettes. En (3) concentration de cassitérite autour d'une lamelle de muscovite.

q quartz, Ab albite
m muscovite ; t topaze

Le détail de la coupe du sondage est le suivant :

0 — 3 mètres : éboulis et formations de couverture ;

3 — 8,32 m : granite à albite assez friable ;

8,32 — 9,20 m : granite à albite et greisen ultra-micacé, apparition progressive dans le granite à albite d'éléments de greisen en petites plages isolées qui deviennent de plus en plus nombreuses et de plus en plus importantes.

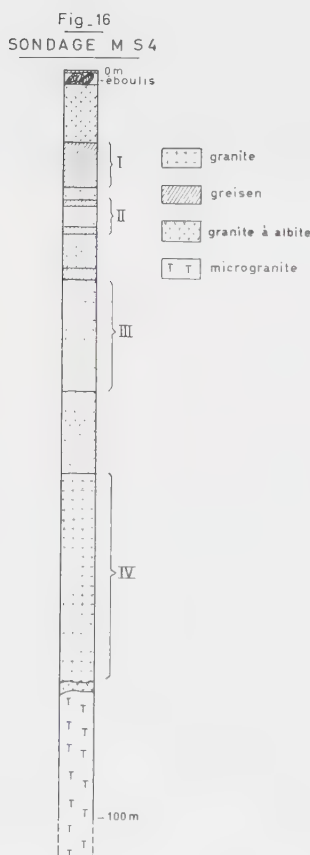
9,20 — 16,34 m : greisen ultra-micacé avec fantômes de gigantomite et nombreux passages filoniens de granite à albite à épontes diffuses. Dans ces filonnets se trouvent un peu d'apatite bleue et quelques cristaux de cassitérite.

16,34 — 17,70 m : association de granite à albite et de greisen ultra-micacé présentant la même structure qu'entre 8,32 et 9,20 m.

17,70 — 19,10 m : greisen ultra-micacé.

19,10 — 22,07 m : granite de Chanon. Le passage au greisen n'est pas brutal ; du côté du granite les feldspaths sont très nettement remplacés par des micas très fins. Au mur de l'enclave granitique le passage au greisen se fait de la même manière.

22,07 — 28 m : greisen ultra-micacé, puis succession de granite à albite et de l'association granite à albite-greisen avant le retour à une autre enclave de granite.



En poursuivant la coupe on retrouve le granite à albite puis une dernière grande enclave de granite (de 54 à 82,30 m) séparée du « socle » microgranitique par 0,10 m de granite à albite rose.

Schématisons la coupe : nous y distinguerons 4 enclaves qui sont de haut en bas.

I. — une enclave de greisen ultra-micacé.

II. — une enclave granitique avec au toit et au mur une enveloppe de greisen ultra-micacé.

III. — une enclave granitique avec au toit un greisen ultra-micacé associé au granite à albite et, au mur, une légère greisénisation de ses feldspaths et un liséré quartzueux à la ligne de contact.

IV. — une enclave granitique recoupée par de nombreux filonnets de granite à albite, qui présente très peu de modifications, au toit comme au mur.

Cette coupe montre bien les différents degrés d'évolution que peut subir une enclave granitique dans le granite à albite : *rester intacte ou développer une bordure de greisen ultra-micacé jusqu'à être complètement remplacée par lui.*

Cette évolution est en accord avec ce que nous avons conclu à propos du faciès ultra-micacé du contact en le considérant comme le résultat d'une transformation du granite de tête.

Il est également évident, que le degré d'évolution des enclaves est ici fonction de leur position structurale : *plus l'enclave est élevée, plus elle est affectée par la greisénisation.*

6-2-3) ENCLAVES BLANCHES A TOPAZE-ALBITE.

On rencontre quelquefois sur le parement ESE de la carrière des Roches, dans le granite à albite, mais à proximité de la couche de contact, ici feldspathique, des enclaves de petite taille, à contour très irrégulier, gris-blanchâtre, friables, et d'aspect hétérogène.

La composition minéralogique de ces enclaves est la suivante :

- quartz grenu ;
- topaze en cristaux losangiques déchiquetés ;
- apatite bleue ;
- amas d'albite très finement cristallisée (planche XI) ; ces amas ont des contours assez nets, évoquant un remplacement d'anciens cristaux d'un autre minéral ;
- grands cristaux résiduels de plagioclase albite, piquetés de micas blancs, analogues à ceux que l'on rencontre dans le granite de Chanon. Ces cristaux sont corrodés par la pâte d'albite à grain fin ;
- amblygonite très altérée ou même totalement remplacée par des produits crypto-cristallins presque isotropes ;
- cassitérite en petits cristaux se rassemblant en chapelet serré autour de quelques micas blancs.

L'origine des enclaves de ce type n'est pas éclaircie. S'agit-il, comme le laisserait entendre la présence de grands plagioclases résiduels, d'enclaves granitiques dont l'évolution aurait été radicalement différente de celle qui aboutit normalement au greisen ou bien d'éléments du « stockscheider » « tombés du toit » et intensément albitisés ?

7. — *RELATIONS DU GRANITE A ALBITE AVEC LE MICROGRANITE ET HYPOTHÈSES DE FORMATION*

Les contacts entre le granite à albite et le microgranite sous-jacent sont d'une netteté remarquable et ceci, à toutes les échelles d'observation, du gisement, de l'échantillon microscopique ou de la lame mince. Il n'y a pas de passage progressif, le contact est linéaire (planche XII). Toutefois on note de part et d'autre un certain nombre de modifications du faciès-type de l'une et l'autre roche.

7-1) MODIFICATIONS DU GRANITE A ALBITE.

Tout en conservant sa structure typique, le granite à albite, à proximité du microgranite, est généralement enrichi en lattes d'albite. Au contact, ces lattes pénètrent les grands cristaux de feldspath potassique du microgranite (planche XIII 2). Quant aux porphyroblastes de quartz ils sont beaucoup moins abondants et se localisent préférentiellement le long de la limite même des deux roches et, dans ce cas, il n'est pas rare de voir qu'ils corrodent et englobent indifféremment les minéraux de l'une et de l'autre, d'un côté les grands débris d'albite, de l'autre, de petits éléments de quartz et d'albite de la pâte microgrenue. La différence fondamentale qui existe entre ces porphyroblastes de quartz tardif, typiques du granite à albite, et les granules de quartz précoce corrodés du microgranite est parfaitement exprimée dans les lames minces taillées à la limite des deux roches.

7-2) MODIFICATIONS DU MICROGRANITE.

Nous les classerons en deux catégories ; il existe des modifications indiscutablement en rapport avec la proximité du granite à albite, d'autres correspondent à des faciès dont il est difficile de déterminer s'ils se sont développés sous l'influence du granite à albite ou bien s'il s'agit d'une autotransformation du microgranite, indépendante de la mise en place du granite à albite ; étant donné que notre connaissance du microgranite est limitée à sa partie supérieure, la plus proche du contact, nous manquons de recul pour apprécier la part respective qui revient au microgranite lui-même ou au granite à albite dans l'apparition de certains de ces faciès modifiés.

PLANCHE XII

MONTEBRAS

CONTACT MICROGRANITE — GRANITE A ALBITE MUSCOVITE

1. L.M. 18 433 — L.P. $\times$ 12.

Le contact est brutal. On notera :

— du côté du granite à albite, une diminution du grain, un enrichissement en albite et un appauvrissement en poeciloblastes de quartz, sauf le long de la ligne de contact.

— du côté du microgranite, la topazification et la quartzification du phénocrystal mixte albite-feldspath potassique.

2. — L.M. 18 436 — L.P. $\times$ 12.

Autre aspect du contact microgranite — granite à albite. Ici le microgranite est partiellement greisenisé. La greisenisation affecte la pâte microgrenue ; les phénocristaux de quartz sont corrodés mais l'on y distingue encore les inclusions aciculaires caractéristiques.

PLANCHE XII



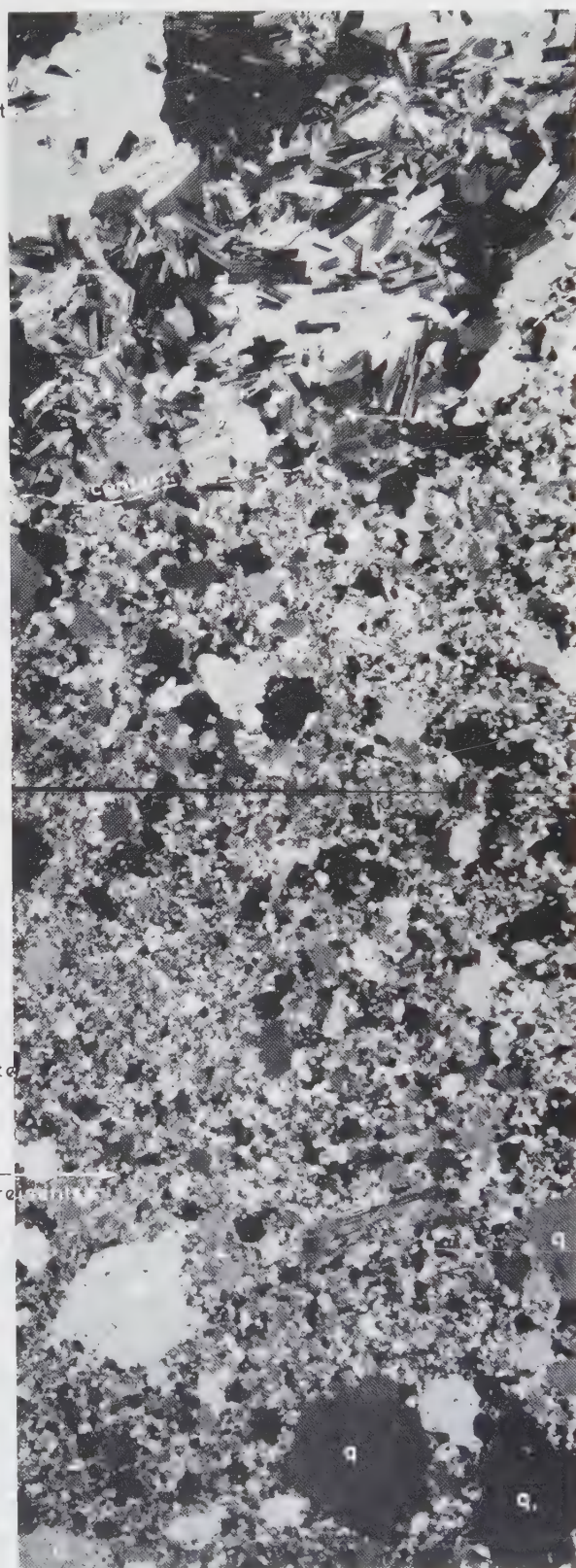
1

granite à albit

microgranite

pazifié

gr



2

7-2-1) A PROXIMITÉ IMMÉDIATE DU GRANITE A ALBITE, (de l'ordre de quelques mètres), qu'il s'agisse de la couronne qui l'enveloppe ou des filonnets qui le recoupent, le microgranite présente les modifications suivantes :

— *albitisation* plus marquée des *feldspaths potassiques* dont les cristaux sont bordés par une frange d'albite de remplacement ; l'albite se développe également à partir du centre des cristaux.

— *albitisation de la pâte microgrenue* dans laquelle on voit se multiplier de très petits cristaux d'albite (il n'y a pas de passage granulométrique progressif entre ces cristaux et les lattes d'albite du granite à albite contigu).

— *topazification et quartzification simultanée* des feldspaths et plus spécialement de l'albite qui s'était développée sur les cristaux de feldspath potassique (planche XIII, 1 et 3). L'association quartz-topaze s'accorde bien avec la réaction connue de la topazification des feldspaths au cours de la phase « pneumatolytique » :



Secondairement la topaze est à son tour partiellement remplacée par du kaolin et des micas blancs très fins.

— *greisenisation* de la pâte microgrenue par développement de micas blancs finement cristallisés, parfois accompagnés de cassitérite.

7-2-2) LOIN DU GRANITE A ALBITE ou plus exactement relativement loin de lui puisque les échantillons prélevés ne s'éloignent jamais de plus d'une cinquantaine de mètres du contact au toit et de plus d'une douzaine de mètres du passage d'un filon ou filonnet de granite à albite, le microgranite présente, irrégulièrement, un faciès modifié.

Nous avons déjà souligné dans le microgranite la présence de *micas d'allure résiduelle et l'albitisation fréquente du feldspath potassique* que l'on peut interpréter comme les signes d'une évolution à partir d'un « microgranite primaire » qui existe peut-être encore en profondeur. Par ailleurs le microgranite manifeste une tendance constante à la *greisenisation* qui se traduit par le développement d'un certain nombre de minéraux caractéristiques mais dans une proportion généralement insuffisante pour parvenir à modifier sa composition globale et son aspect. L'intensité de cette greisenisation apparaît, dans certains cas, contrôlée par la fissuration de la roche :

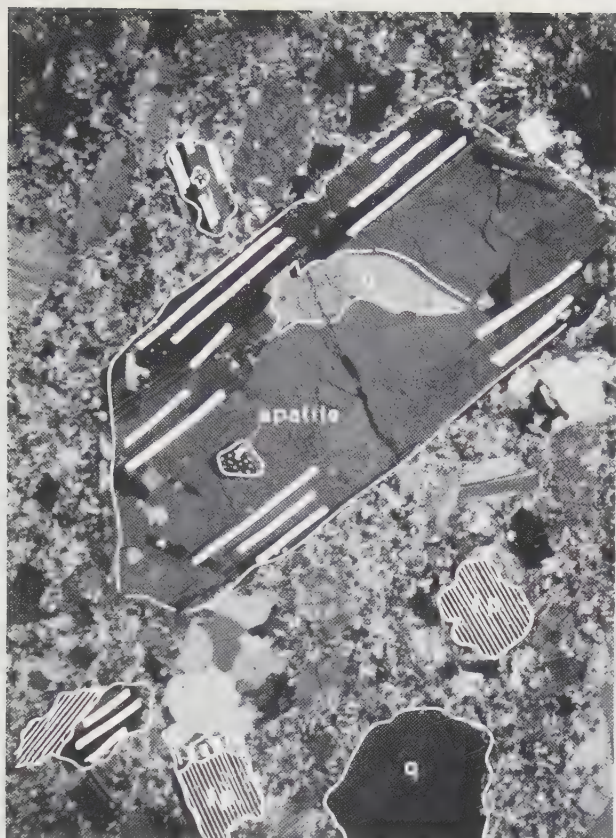
Le quartz en petits filonnets, en amas grenus à cryptocristallins ou bien en tapissage de miaroles est présent dans un grand nombre d'échantillons de microgranite. Il se distingue très facilement des quartz automorphes corrodés primaires par ses formes, sa richesse en impuretés noirâtres plus ou moins alignées et ses rapports avec les autres minéraux ; il se rencontre indifféremment dans la pâte microgrenue ou sur les phénocristaux de feldspath qu'il corrode et peut, dans certains cas extrêmes, remplacer presque intégralement.

Les micas blancs se développent irrégulièrement dans la pâte microgrenue en petites paillettes (0,01 à 0,2 m) d'allure juvénile, plus rarement sur les feldspaths.

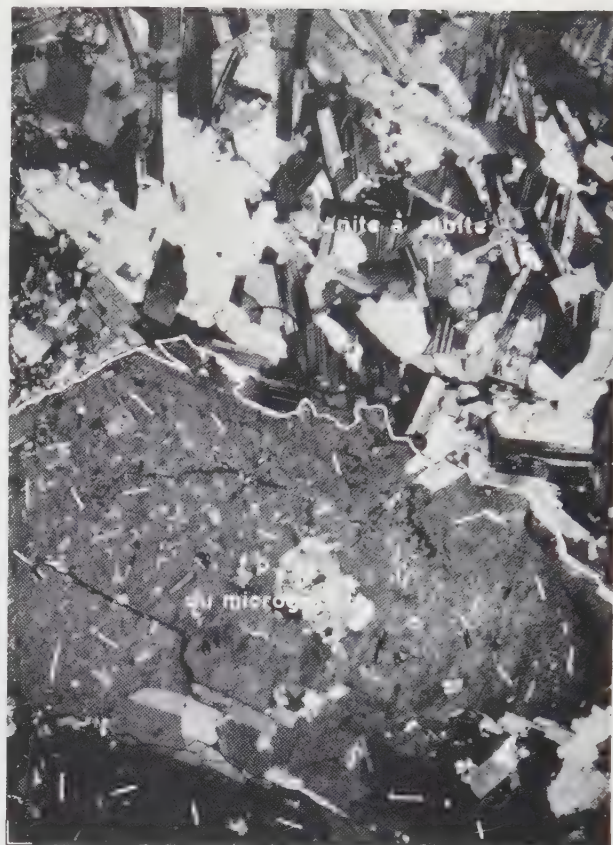
La tourmaline est généralement associée au quartz et se localise souvent selon des fissures de la roche ou dans de petites géodes. Macroscopiquement, elle se présente en amas centimétriques de fines aiguilles noires. En lame mince, elle apparaît sous forme d'agrégats déchiquetés, discontinus, tronçonnés, cimentés par du quartz et colorés en jaune verdâtre. Il n'y a pas, habituellement, plus de 0,5 à 1 % de tourmaline dans l'ensemble de la roche.

La manganapatite, en cristaux millimétriques, blanc-bleuâtre, est présente dans quelques miaroles du microgranite de la carrière de porphyre. En lame mince, des plages d'apatite sont visibles au cœur des albites.

La topaze est assez fréquente, en plages dentelliformes, associée ou non à du quartz.



1



2

MONTEBRAS

MODIFICATIONS DU MICROGRANITE AU CONTACT DU GRANITE A ALBITE — MUSCOVITE

1. — L.M. 18 429 — L.P. $\times 25$.

Quartzification d'un plagioclase à partir
du centre du cristal.

2. — L.M. 18 433 — L.P. $\times 25$.

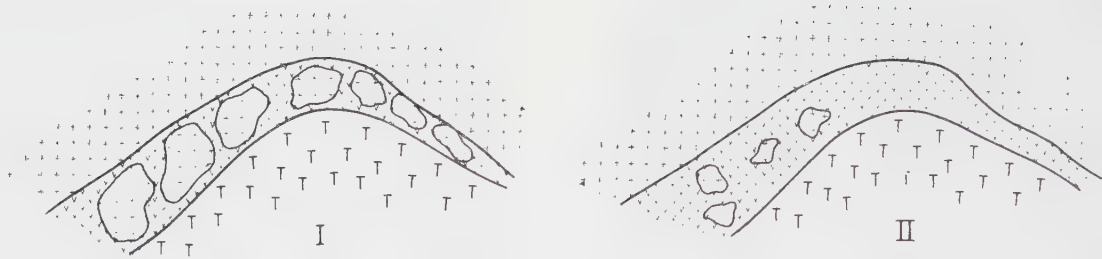
Pénétration des lattes d'albite du granite
dans un phénocrystal de feldspath potassique du
microgranite.

3. — L.M. 18 433 — L.P. $\times 25$.

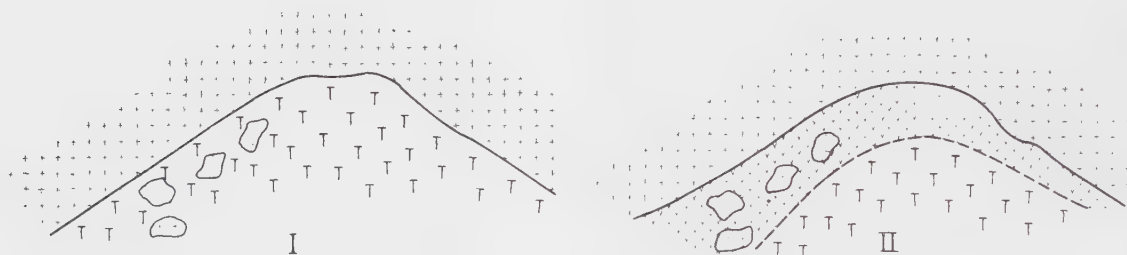
Quartzification et topazification des pla-
gioclases du microgranite.



3



a-Front d'albitisation dans le granite au delà des limites de l'intrusion microgranitique



b-Albitisation post magmatique du microgranite



c-"Cauldron subsidence" et granite à albite magmatique.

Fig_17 Coupes schématiques W-E a travers la coupole de Montebras illustrant les differentes hypotheses de formation du granite à albite.



La cassitérite, qui paraît très rare dans les faciès les moins greisenisés du microgranite, est un minéral accessoire peu abondant mais assez constant des microgranites modifiés. Sa présence explique les teneurs relativement élevées d'étain que l'on constate dans le microgranite. Généralement les cristaux losangiques (0,01 à 0,05 mm) de cassitérite sont localisés à proximité des micas d'allure résiduelle.

En bref l'étude des relations existant entre le granite à albite et le microgranite montre que le granite à albite est postérieur au microgranite et développe de nettes réactions d'exomorphisme à son contact.

7-3) HYPOTHÈSES DE FORMATION DE LA COUPOLE DE MONTEBRAS.

Le problème des conditions de mise en place et d'évolution du granite à albite est au centre de celui posé par la formation du gisement même de Montebbras.

7-3-1) MISE EN PLACE DU GRANITE A ALBITE.

Compte tenu de l'architecture générale du gisement trois hypothèses de formation pouvaient être retenues pour le granite à albite (AUBERT, DEMANDER et ROQUES, 1966) :

a) *Hypothèse d'une métasomatose du granite de Chanon.*

Au-delà des limites de l'intrusion microgranitique, un front d'albitisation se serait avancé dans le granite en donnant naissance à une auréole de granite à albite ; les enclaves représenteraient des îlots de granite, *in situ*, non transformés.

Cette hypothèse s'accorde mal avec la forme anguleuse des enclaves et leur évolution progressive, non pas vers un granite à albite mais vers un greisen.

b) *Hypothèse d'une métasomatose post-magmatique du microgranite de Montebbras.*

Premier stade : l'intrusion de microgranite aurait provoqué à son toit, des effets de « magmatic stoping », des éléments de granite tombant dans le magma.

Deuxième stade : une métasomatose sodique, post-magmatique, aurait affecté la bordure du microgranite qui se serait transformé en granite à albite.

On comprend mal, dans ces conditions, pourquoi les enclaves de granite sont épargnées par l'albitisation, pourquoi le contact microgranite-granite à albite est si bien tranché, et surtout pourquoi il n'y a pas d'enclaves de granite, dans le microgranite non « albitisé ».

c) *Hypothèse magmatique.*

Premier stade : intrusion du microgranite dans le granite de Chanon.

Deuxième stade : décollement du microgranite, bréchification de son toit granitique et injection *simultanée* d'un magma albitique le long de la zone de contact ainsi décrochée.

Cette hypothèse s'inspire de la théorie de la « Cauldron subsidence » dont les exemples ont été décrits en Ecosse (CLOUGH, MAUFE et BAILEY, 1909, RICHEY, 1948), en Nigéria (BLACK, JACOBSON et MAC LEOD, 1958) et dans l'Aïr (BLACK, 1963) : l'effondrement d'un bloc de l'écorce terrestre, dont il n'est pas nécessaire selon R. DALY (1914) qu'il affecte toute la hauteur mais seulement une fraction haute, provoque la venue de roches magmatiques dans les vides latéraux et dans la cloche supérieure. Si le phénomène se renouvelle on assiste à une succession de venues de composition variable. Les structures annulaires qui en résultent (« ring-complexes ») ont souvent de grandes dimensions, atteignant plusieurs dizaines de kilomètres.

La structure de Montebbras s'apparenterait, à une échelle beaucoup plus modeste, puisque ne dépassant pas un kilomètre de diamètre, aux appareils de ce type. Cette hypothèse est la seule qui rende compte d'une manière satisfaisante à la fois :

— des effets de « magmatic stoping » constatés au toit de la coupole, dans la couronne de granite à albite. Cette bréchification du toit se serait produite à l'occasion de l'effondrement du microgranite et de la mise en place du granite à albite.

— de la netteté du contact granite à albite-microgranite, des réactions d'exomorphisme du premier sur le second (albitisation, topazification...) et de la présence de filons de granite à albite recoupant le microgranite.

— de l'absence, dans le granite à albite, de matériaux résiduels en cours d'albitisation, qu'ils proviennent du granite ou du microgranite, et, d'une manière générale, de tout signe d'un remplacement par l'albite de minéraux préexistants. A lui seul cet argument suffirait à rendre les hypothèses purement métasomatiques difficiles à soutenir.

On pourra toutefois s'étonner de l'absence presque totale, mise à part la bréchification du granite du toit, de signes d'un effort tectonique important que l'on serait en droit d'attendre de l'affaissement de la cloche microgranitique, affaissement qui atteint localement plusieurs dizaines de mètres. Les auteurs anglo-saxons qui ont étudié un grand nombre de structures annulaires avec « Cauldron subsidence » s'accordent à reconnaître que leur formation peut s'accomplir justement sans contrainte remarquable : « It is clear that many of the narrow ring dykes are permissive intrusions along steeply dipping fracture planes which were opened during block subsidence and thus allowed a free upward movement of the magma » (BLACK, JACOBSON et MAC LEOD, 1958).

Quant à la nature et à l'origine du magma qui a donné naissance au granite à albite, nous en discuterons, après avoir étudié Echassières, dans la troisième partie de ce mémoire.

7-3-2) EVOLUTION PÉTROGRAPHIQUE DU GISEMENT DE MONTEBRAS.

Si l'on accepte le schéma de formation que nous venons de proposer pour le granite à albite il est possible d'établir une chronologie relative des événements qui ont marqué l'évolution du gisement de Montebbras (1).

a) *L'étape microgranite* est la première manifestation intrusive locale après la formation du granite de Chanon. Elle est « peut-être » immédiatement suivie par une phase post-magmatique responsable d'une partie de la greisenisation et de l'albitisation qui l'affectent dans la zone apicale de la coupole, seule accessible à notre observation.

b) *L'étape granite à albite* est l'étape majeure. Sa mise en place, simultanément à l'effondrement de la coupole microgranitique marque le début d'une évolution au cours de laquelle se succèdent les phases alcalines et acides suivantes :

— une *phase « pegmatitique »* au cours de laquelle le feldspath potassique et un peu de quartz cristallisent dans la partie haute de la couronne au contact du granite du toit pour former le « stockscheider ».

— une *phase à albite* ; c'est la phase essentielle de formation d'une albitite où lattes d'albite et lamelles de muscovite syncristallisent. La cassitérite que renferme le granite à albite se dépose durant cette phase qui est également responsable de l'albitisation du microgranite sous-jacent près du contact.

— une *phase à microcline* ; les plages interstitielles se développent en corrodant les cristaux d'albite et de muscovite.

(1) J'exclue momentanément de cette chronologie l'épisode du granite de Grand-Roche, probablement antérieur à celui du microgranite, mais dont l'importance ne nous apparaîtra qu'à la suite de l'étude géochimique et par comparaison avec Echassières.

— une phase « pneumatolytique » plus acide.

[Dans la suite du texte nous appellerons *conventionnellement* phase « alcaline » les premières phases de l'évolution (à orthose, à albite, à microcline) et phase « pneumatolytique » celles durant lesquelles se développent le quartz, certains phosphates et se forment les greisens].

Elle est responsable :

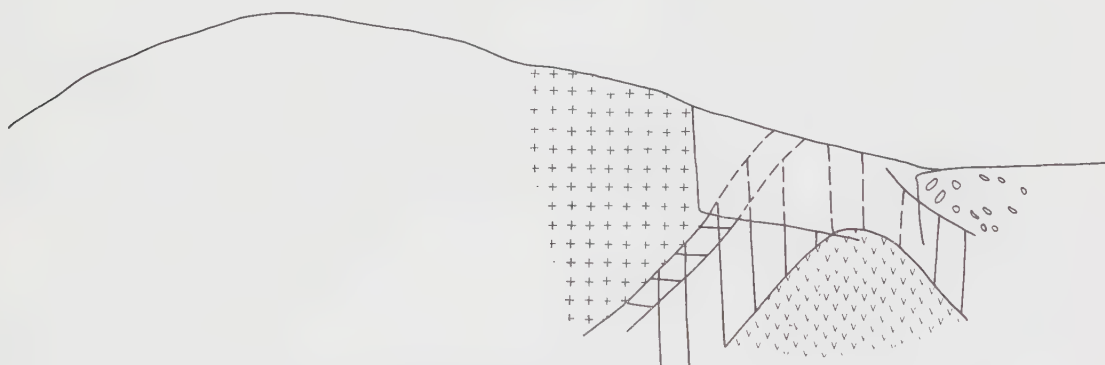
- probablement de la formation de la « quartzglocke ».
- de la *greisenisation* du granite du toit qui se transforme en greisens ultra-micacés lithinifères, ainsi que celle, plus ou moins complète des enclaves.
- de la *greisenisation* partielle du microgranite.
- de la *topazification*, très discrète, de certains feldspaths potassiques du stockscheider, et de quelques feldspaths du microgranite.
- de la *quartzification* de l'albitite primaire qui se transforme ainsi en un granite et même localement en quartzites.
- des *filons périphériques*.

8. — LA MICROCOUPOLE DE VENDOUËIX

Nous avons déjà signalé en parlant du petit massif de granite du Montebbras (voir chapitre 2-5) qu'il existait à sa limite ouest des affleurements d'une roche microgrenue très semblable au microgranite de Montebbras : texture analogue, mêmes cristaux bipyramidés de quartz corrodé, mêmes phénocristaux de feldspath potassique et pâte microgrenue quartzomiacée semblable. Les limites de ce « microgranite des Chabannes » qui affleure sur le chemin qui va de Montebbras à Vendoueix sont mal connues et ses relations tant avec le granite de

SSW

NNE



MONTEBRAS fig 18. micro coupe de VENDOUËIX



Granite porphyroïde



“ stockscheider ” feldspathique



d'écrasé



Granite à albite et muscovite



Recouvrement.

0 1 2 m

Montgalbrun à l'Est, qu'avec le granite de Chanon à l'Ouest n'ont pu être clarifiées. Localement le microgranite de Chabannes est affecté par une greisenisation légère, essentiellement micacée, mais qui ne s'accompagne d'aucun enrichissement en Li_2O (0,1 %) ni de l'apparition de cassitérite.

Une distance de moins de un kilomètre sépare la coupole de Montebbras de l'affleurement microgranitique des Chabannes et l'intérêt de celui-ci resterait assez théorique si, il y a quelques années, nos travaux de prospection (BURNOL, 1955) n'avaient mis à jour à 200 mètres de là et à 600 m environ de la coupole de Montebbras, un petit pointement d'une roche grenue à albite, micas verdâtres et traces de cassitérite au milieu du granite porphyroïde de Chanon et séparée de lui par une couche de contact feldspathique.

— *le granite de Chanon* encaissant est porphyroïde, rougeâtre et très cataclaté.

— *la couche feldspathique* puissante de 1 m environ, est constituée essentiellement d'orthose rose en masses clivables avec un peu de quartz, de muscovite et d'albite qui se développent surtout à partir des fissures. Au contact du granite il existe une zone mixte.

— la roche grenue est *un granite à albite et muscovite* analogue à celui qui couronne le microgranite de Montebbras, spécialement au faciès rencontré dans le secteur de la ferme Brunet ; baguettes millimétriques d'albite enchevêtrées, lamelles de muscovite et porphyroblastes de quartz qui se développent en corrodant et en englobant les cristaux d'albite : la roche contient également quelques cristaux de cassitérite atteignant 10 à 100 microns.

On ne connaît pas encore l'extension, en profondeur de la microcoupole de Vendoueix.

9. — LES MINÉRALISATIONS

L'étain et le *lithium* sont les deux principaux métaux représentatifs des minéralisations du gisement de Montebbras ; accessoirement on y trouve également du niobium, du tantale, du tungstène ainsi que des traces de cuivre. Le beryllium et le molybdène sont pratiquement absents de la paragenèse minérale de Montebbras qui est caractérisée, par la grande abondance des phosphates. La plupart ont été étudiés par A. LACROIX et nous nous inspirerons largement des descriptions de cet auteur à propos de certains d'entre eux dont il n'est plus possible aujourd'hui de retrouver des échantillons en raison de l'abandon des travaux miniers.

Dans ce chapitre, nous nous proposons de dresser un bilan récapitulatif des divers minéraux porteurs de ces minéralisations, minéraux dont il a souvent été question en décrivant la pétrographie du gisement, et d'en préciser la localisation et la morphologie.

9-1) LA CASSITÉRITE.

Elle a été rencontrée :

- dans le granite à albite ;
- dans la « quartzglocke » ;
- dans les greisens ultra-micacés et certains filons périphériques.
- dans le microgranite modifié.

Elle est absente du granite porphyroïde de Chanon, rare dans le microgranite banal et plus rare encore dans les granites à muscovite de Grand-Roc et de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc.

En gisement secondaire on retrouve la cassitérite dans les éluvions, les colluvions et les alluvions voisines du gisement.

9-1-1) DANS LE GRANITE À ALBITE, la cassitérite peut être considérée comme un minéral accessoire toujours présent ; elle semble avoir cristallisé, pour l'essentiel, en même temps que l'albite et la muscovite, c'est-à-dire durant la *phase « alcaline » principale* de formation de la roche. Cette hypothèse est en accord avec les formes extrêmement simples en petits octaèdres bipyramidés trapus (111), de 10 à 300 microns, la couleur noire, les faces brillantes que présentent les cristaux disséminés dans le granite à albite. Ce faciès est typique des cassitérites cristallisées au cours de la phase alcaline (LEUTWEIN, 1965). Rarement ces cristaux s'accollent pour donner naissance à des assemblages en rosettes.

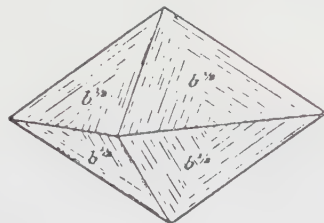


Fig. 19 — Cassitérite de Montebras
d'après LACROIX (1901), t. III.

La teneur moyenne en étain du granite à albite est généralement comprise entre 500 et 1000 g à la tonne ; elle peut être plus basse, par exemple dans le granite à albite plus largement cristallisé du secteur de la ferme Brunet, ou sensiblement plus élevée, c'est le cas des faciès à grain plus fin, enrichis en albite, que l'on observe au contact des enclaves ou dans les veines qui les recoupent.

Trois essais de récupération en laverie et qui ont porté sur plusieurs tonnes de granite à albite de la carrière des Roches, ont donné respectivement 289, 377 et 350 g d'étain à la tonne (granulométrie très fine).

Le « stockscheider » feldspathique ne semble contenir de la cassitérite que dans la mesure où il est pénétré et remplacé par le granite à albite sous-jacent.

9-1-2) LA « QUARTZGLOCKE » et les filons quartzeux de bordure assimilés sont généralement enrichis en cassitérite par rapport au granite à albite sous-jacent. C'est de l'exploitation de ces filons que la plus grande partie de l'étain produit à Montebras a été extrait.

La cassitérite s'y présente :

a) en cristaux disséminés, le plus souvent disposés non pas à l'intérieur du quartz, mais sur ces faces ou dans ses fissures. Il s'agit généralement d'octaèdres d'un type voisin de ceux que l'on rencontre dans le granite à albite mais ils peuvent atteindre une taille plus grande (jusqu'à 1 cm) et présenter quelques macles.

b) en nodules ou, en masses grenues à compactes, noir-brunâtre, isolés, ou disposés en chapelet, et dont certains peuvent atteindre de grandes dimensions ; on conserve au British Museum de Londres un échantillon en provenance de Montebras, d'un poids d'environ 300 kilos, un autre aurait été découvert d'un poids de plusieurs tonnes. Dans ces amas il est rare de pouvoir distinguer des formes cristallines ; il s'agit alors de terminaisons pyramidales à faces striées perpendiculairement à l'axe principal.

Les nodules de cassitérite sont souvent caverneux et leurs cavités remplies par un produit terreux jaunâtre que BONNICI, DOUCET, GONI et PICOT (1964) ont déterminé comme étant de la « varlamoffite » que ces auteurs considèrent comme pouvant se former par altération de la cassitérite sous des conditions voisines des conditions hydrothermales.

En lame mince les plages de cassitérite apparaissent très diversement et irrégulièrement colorées, elles sont incolores, jaunes ou brun-rougeâtre, mais non zonées.

En section polie, on note de nombreuses inclusions à pouvoir réflecteur plus fort et nettement anisotropes, dont la taille est comprise entre 5 et 20 microns ; il s'agit de niobotantalite.

9-1-3) DANS LES GREISENS ULTRA-MICACÉS. La cassitérite n'est généralement pas visible macroscopiquement sauf lorsqu'elle est associée à des veinules quartzeuses à épontes diffuses ; elle est alors toujours très finement cristallisée. Ailleurs c'est seulement en lame mince que l'on observe parfois de petits cristaux losangiques de cassitérite localisés préférentiellement sur les plus grandes plages micacées (ph. 2).

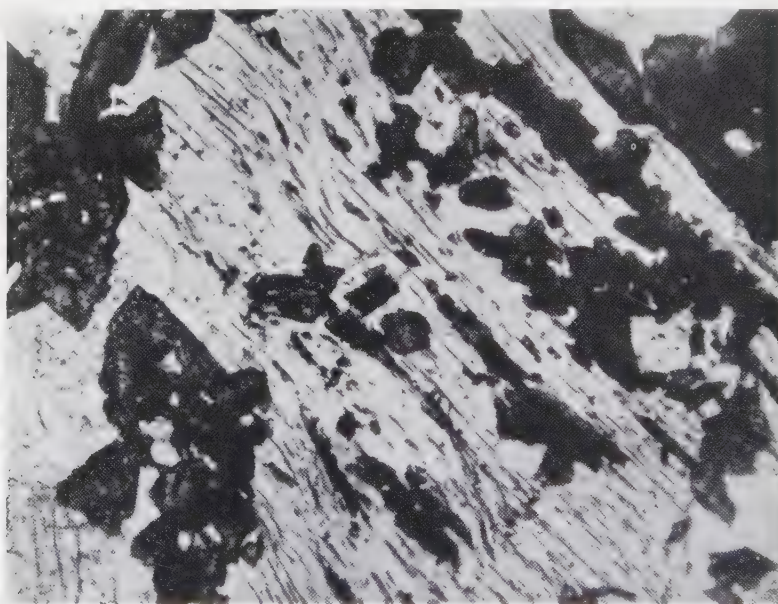


Photo 2. — L.N. $\times 120$.

Cristaux de cassitérite disposés le long des clivages d'un mica blanc.

9-1-4) LE MICROGRANITE-PORPHYRE ne semble renfermer de la cassitérite que dans le cas, très fréquent, où il présente des signes de greisenisation. C'est le cas des échantillons en provenance de la carrière de porphyre et du sondage MS 11. L'examen des lames minces taillées dans ces échantillons et d'une manière générale dans tous les échantillons de microgranite montre que la cassitérite, en cristaux losangiques de 10 à 50 microns, est toujours localisée, lorsqu'elle est présente, dans les zones surmicacées.

9-1-5) CARACTÈRE NIOBO-TANTALIFÈRE DE LA CASSITÉRITE DE MONTEBRAS.

On savait depuis CARON (1875) que la cassitérite de Montebbras était niobifère ; d'après ses essais la teneur moyenne serait comprise entre 2 à 3 %, exceptionnellement 5 % de Nb_2O_5 .

L'analyse des concentrés que nous avons étudiés, révèle bien la présence de niobium et aussi de tantale ; la somme des oxydes de ces métaux représentant en moyenne 28 % environ

de la teneur en étain. Une partie importante de ces oxydes est exprimée sous forme de cristaux de niobo-tantalite libres (voir paragraphe suivant) ou inclus dans la cassitérite comme nous venons de le voir. L'étude à la microsonde électronique montre qu'une autre partie a été piégée, selon l'expression de GONI (1966), par la cassitérite, et qu'il s'agit alors essentiellement de tantalite.

Les « scannings » effectués sur les plages de cassitérite (voir planche XIV) montrent :

a) que la cassitérite n'est pas homogène ; une partie ne renferme ni Fe, ni Ta, ni Nb, une autre contient entre 4 et 5 % de Ta et jusqu'à 1 % de Fe. Il n'y a pas de passage progressif entre ces deux types de cassitérite qui sont renfermés dans le même grain.

b) que la répartition du Fe coïncide, en gros, avec celle de Ta. A côté de ces grains de cassitérite le concentré renferme des grains de niobo-tantalite et de pyrite que les cartes de répartition du tantalite et du fer mettent bien en évidence.

9-2) LA NIOBO-TANTALITE (Fe, Mn) (Nb, Ta)₂O₆.

L'étude des minerais et des concentrés lourds nous a montré que le niobium, associé à du tantalite, indépendamment des cassitérites tantaloniobifères décrites plus haut, était exprimé sous forme de niobo-tantalite soit en petits cristaux (10 à 200 microns), aplatis, trapus et striés, avec inclusions fréquentes de quartz, libres ou associés à la cassitérite, soit, en inclusions de 5 à 20 microns dans la cassitérite elle-même.

La niobo-tantalite est présente dans le granite à albite où les teneurs récupérées en Nb₂O₅ + Ta₂O₅ atteignent, pour les mêmes essais que précédemment, 114, 115 et 60 grammes à la tonne, soit, respectivement 39, 30 et 17 % de la teneur en étain métal. Dans le granite à albite, les cristaux de cassitérite sont assez pauvres en inclusions de niobo-tantalite qui est presque entièrement représentée par des cristaux indépendants. Le rapport Nb/Ta est égal à 5.

Dans la couche de contact, nous n'avons pas rencontré de cristaux libres de niobo-tantalite qui paraît s'exprimer uniquement sous forme d'inclusions, beaucoup plus nombreuses, dans les plages de cassitérite. D'ailleurs, dans les concentrés lourds en provenance de cette partie du gisement, la teneur relative en Nb₂O₅ + Ta₂O₅ est plus faible puisqu'elle est comprise entre 5 et 6 % de la teneur en étain.

9-3) LA WOLFRAMITE (Mn, Fe) WO₄.

La wolframite est rare à Montebbras. On la connaît seulement dans la couche de contact à faciès quartzeux qui affleure au Nord de la carrière des Roches et dans le petit filon lenticulaire à quartz et aplite qui se trouve au-dessus de cette couche, encaissé dans le granite altéré de Chanon. D'anciens rapports font également mention dans un « filon de feldspath » près du puits IV bis, de la présence de fines aiguilles de stibine. Il est très probable qu'il s'agissait en fait de wolframite car elle affecte, dans les secteurs où on la connaît actuellement, un faciès aciculaire qui peut prêter à confusion. Enfin, A. LACROIX signale de très petits cristaux aplatis de wolframite, groupés en rosettes, sur un échantillon d'amblygonite.

En dehors de ces trois points bien localisés et sans extension, la wolframite n'a jamais été rencontrée, ni dans le granite à albite ou le microgranite de Montebbras, ni dans les greisens ultra-micacés. Par contre elle se rencontre parfois à l'état de traces, dans le granite de Chanon où sa présence paraît complètement indépendante de la coupole de Montebbras.

Dans la couche de contact à faciès quartzeux de la carrière des Roches, la wolframite se présente sous deux aspects :

— en cristaux lamellaires et trapus, inclus dans le quartz, atteignant rarement plus de trois à cinq millimètres, souvent très altérés jusqu'à ne laisser subsister qu'un boxwork ferrugineux. En section polie ces phénomènes d'altération sont bien visibles en bordure des

MONTEBRAS

PLANCHE XIV



1



2

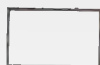


3



4

Montebras - Carte de répartition de l'étain (1), du tantale (2) et du fer (3) dans un concentré de minéraux lourds du granite à albite muscovite et schéma d'interprétation (4).



Cassitérite normale



Niobotantalite



Cassitérite tantalifère



Pyrite

cristaux. Par ailleurs on note la présence de plages squelettiques de *mispickel*, largement altéré en scorodite et des traces de *covellite* ; bien que ces minéraux se rencontrent dans les mêmes échantillons que la wolframite, ils ne forment jamais de plages mixtes et il n'est pas possible d'en préciser la succession relative. Il n'y a pas de cassitérite associée.

— en cristaux aciculaires très fins dont les assemblages forment des rubanements nuageux dans le quartz.

Dans le filon lenticulaire la wolframite est en baguettes longues de 3 à 5 millimètres, disposées en éventail, perpendiculairement aux épontes du filon, à cheval sur un lit quartzeux et un lit aplitique plus large du rubanement filonien. Au microscope les baguettes apparaissent fortement striées perpendiculairement à l'allongement et zonées à leur bordure.

La composition chimique de tous les échantillons examinés est assez constante, quel qu'en soit le type ou la provenance. Les dosages à la microsonde électronique ont montré que le rapport Mn/Fe restait compris entre 3,5 et 5,2, ce qui classe ces wolframites parmi les termes très manganésifères de la série. Les spécimens les plus riches en manganèse sont ceux à faciès aciculaire pour lesquels le rapport Mn/Fe atteint 5,2 avec :

MnO : 21 %

FeO : 4 %

et ceux du filon lenticulaire où il est de 5. Dans ces deux cas, il s'agit donc d'un terme très proche de la hübnerite.

Éléments en traces.

La recherche des éléments en traces par voie spectrographique dans la hübnerite du filon lenticulaire a donné les résultats suivants, en grammes à la tonne :

Pb	Ga	Be	Mo	Sn	V	Cu	Ag	Zn	Ni	Co	Cr
170	12	20	27	3000	55	90	<9	nd	<8	8	<7

9-4) LA SÉRIE DE L'AMBLYGONITE MONTEBRASITE ET LES PHOSPHATES ASSOCIÉS.

Tout a été dit par les auteurs spécialisés sur la morphologie, la composition chimique et les altérations des minéraux de la série de l'amblygonite-montebbrasite pour lesquels Montebbras est un gisement classique. Nous rappellerons donc brièvement les observations de A. LACROIX (1910) à leur sujet :

« L'amblygonite et la montebbrasite constituent avec quartz et orthose les minéraux essentiels de certains des filons stannifères de Montebbras : ils y forment parfois des cristaux xénomorphes atteignant plus de 30 kilogrammes...

... L'amblygonite se présente en larges masses laminaires, souvent d'un blanc mat et opaque, mais parfois translucides et d'un blanc violacé... elle englobe fréquemment de la cassitérite...

Quant à la montebbrasite elle est beaucoup moins abondante ; ses masses laminaires sont tantôt translucides, d'un blanc verdâtre et tantôt blanches et opaques. Son clivage le plus facile est d'ordinaire très éclatant ».

Le problème du xénomorphisme des cristaux d'amblygonite de Montebbras n'est pas encore résolu. Les études en cours au B.R.G.M. tentent de préciser la nature du minéral, cristallisant dans le système orthorhombique, qu'aurait remplacé l'amblygonite.

Localisation. L'amblygonite et la montebrasite se rencontrent surtout associées au quartz de la couche de contact. La zone d'accumulation la plus importante, d'où furent extraites plus de 2 000 tonnes de ces minéraux est celle du Communal sur le versant sud de la coupole de Montebras. Le sondage MS 7 sur le versant nord a rencontré également dans le « stock-scheider » feldspathique un peu d'amblygonite très altérée. Il existe aussi quelques nids d'amblygonite dans certaines mioroles du granite à albite.

Composition chimique

Amblygonite (Li, Na) Al(PO ₄) (F, OH)				Montebrasite (Li, Na) Al(PO ₄) (OH, F)	
	1	2	3	4	5
Li ₂ O	9,60	6,70	8,10	9,84	9,52
Na ₂ O	0,59	5,30	2,58		0,33
Al ₂ O ₃	37,60	35,50	36,32	36,90	33,55
P ₂ O ₅	46,85	45,91	46,15	47,15	48,34
CaO		0,50			0,35
F	10,40	9,00	8,20	3,80	1,75
H ₂ O	0,14	0,70	1,10	4,75	6,61
	105,18	103,61	102,45	102,44	100,45
1) Amblygonite-Montebras Pisani — Ann. Mines 29,82 (1873). 2) « « Von Kobell. Ak. München-Sitzber, 284 (1872). 3) « « Rammelsbergg — Ber. Chem. Gesell. Berlin, 78 (1872). 4) Montebrasite « Pisani C.R. LXXV. 79 (1872). 5) « « Penfield (op. cité p. LACROIX).					

On remarquera le remplacement possible, dans l'amblygonite, d'une partie du lithium par du sodium (analyse 2).

Altérations.

Les altérations les plus fréquentes de l'amblygonite et de la montebrasite donnent naissance à de la *turquoise* — CuAl₆(PO₄)₄(OH)₈ . 4 H₂O — *compacte* ou *squelettique* et à de la *wavellite* — Al₃(OH)₃(PO₄)₂ . 5 H₂O — en croûtes fibro-radiées blanches et beaucoup plus rarement à de la *morinite* — Na₄Ca Al₂ (PO₄)₂(OH)₂ F₂ O — ou à de la *soumansite* — Na₄Ca Al₁₂ (PO₄)₈(OH)₁₈ . 6 H₂O. Récemment en étudiant des lames minces taillées dans la couche feldspathique de contact du sondage MS 7 de profondeur, nous avons constaté une altération de l'amblygonite en un produit cryptocristallin, presque isotrope, à relief positif faible, dont les caractéristiques optiques ne correspondent à aucun des minéraux classiques dus à l'altération de l'amblygonite, son étude est en cours.

9-5) AUTRES PHOSPHATES.

L'apatite est un des minéraux les plus constants de la paragenèse de Montebbras. On en connaît plusieurs types dont le plus fréquent est celui d'une apatite banale disséminée en plages d'une taille inférieure au millimètre dans le microgranite et le granite à albite. Il y a des enrichissements locaux, en particulier à proximité du toit de la couronne de granite à albite et dans le « stockscheider » feldspathique.

Les deux autres types d'apatite sont colorés. Il s'agit dans les deux cas d'apatite manganesifère :

— l'apatite violet-mauve en gerbe de cristaux aciculaires, atteignant plus de 1 centimètre de longueur, a été trouvée au mur du « stockscheider », dans la carrière des Roches.

— l'apatite bleu-verdâtre en cristaux trapus à tabulaires, souvent brisés, est fréquente dans les greisens ultra-micacés. Nous l'avons également rencontrée dans certains faciès greisenisés du microgranite.

LACROIX (1910) signale également « de petites lamelles hexagonales d'apatite de 1 mm de diamètre, aplaties suivant la base, et souvent réduites à un moule creux à parois minces ; elles recouvrent des cristaux de quartz d'un blanc laiteux et paraissent d'origine secondaire ».

La *barrandite* — $\text{Al PO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ — LACROIX (1910) rapporte, « avec réserve » à ce minéral de la série variscite-strengite, de petits agrégats globulaires ou mamelliformes qui tapissent les cavités d'un échantillon de quartz à amblygonite et muscovite.

La *liebethenite* — $\text{Cu (PO}_4\text{) OH}$ — a été également signalée par LACROIX, « dans les fentes d'une pegmatite à orthose provenant des exploitations de cassitérite de Montebbras » où elle forme des croûtes vert-olive à vert noirâtre.

La *chalcolite*, en paillettes rectangulaires sub-millimétriques aplaties de couleur vert d'herbe, est fréquente dans le granite à albite de la carrière des Roches ; autour de chacun de ces cristaux une auréole brunâtre centimétrique donne au granite un aspect particulier qui lui a valu l'appellation locale de « granulite à rosette ».

L'autunite, également en paillettes de couleur vert émeraude, est localisée dans une fracture où elle est associée à la barytine.

La *gorceixite* — $\text{Ba Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \text{H}_2\text{O}$ — se présente en masses très blanches d'aspect porcelané. Elle se rencontre en remplissage de petites fractures dans le granite à albite de la carrière des Roches, notamment dans celle où l'on a également trouvé de l'autunite et de la barytine à laquelle elle est intimement associée (AUBERT, BONNICI, DEMANDER et LAURENT, 1963).

9-6) LES MICAS LITHINIFÈRES.

Les micas lithinifères à Montebbras sont de deux types.

a) la *lépidolite* vraie, en paillettes millimétriques incolores, blanches ou faiblement mauves, titrant 4 à 5 % de Li_2O n'a été rencontrée qu'assez rarement au niveau de la couche de contact où elle forme quelques nids, spécialement dans le « stockscheider » feldspathique, mais jamais de concentration importante.

b) le greisen ultra-micacé lithinifère dont la teneur moyenne est comprise entre 1 et 1,8 % de Li_2O renferme deux catégories de micas blancs si intimement interpénétrés les uns dans les autres qu'il n'a pas été possible d'en obtenir de véritables concentrés. À l'aide du séparateur électromagnétique Frantz on a pu seulement obtenir à partir d'un échantillon moyen qui contenait 1,6 % de Li_2O deux fractions qui sont des préconcentrés.

— une fraction non attirable, représentant 67 % de la roche et où dominent les micas les plus fins.

— une fraction attirable, représentant 33 % de la roche, et où dominent les plus grandes lamelles micacées qui, au microscope, présentent un aspect résiduel, sont surchargées d'inclusions opaques et sont enveloppées de paillettes de mica d'allure juvénile.

Cette fraction renferme 2,9 % de Li_2O et son analyse générale donne les résultats suivants :

	%		%
SiO_2	46,5	Na_2O	0,5
Al_2O_3	25,8	K_2O	11,2
Fe_2O_3	0,8	Li_2O	2,9
FeO	3,4	P_2O_5	0,4
TiO_2	0,8	F	2,9
MnO	0,4	H_2O^+	2,8
CaO	0,7		
MgO	1,2		
		Total	100,3

Ces résultats ne facilitent guère l'interprétation de la composition et de la nature des micas constituant le greisen lithinifère de Montebbras ; d'autant que les diagrammes de poudre obtenus à partir de ces préconcentrés trop impurs sont pratiquement indéchiffrables. Par ailleurs, lorsque l'on parcourt la littérature publiée à propos de ces catégories de micas intermédiaires, on constate qu'il règne la plus grande diversité sur la manière de les classer. Seul le terme de *muscovite lithinifère* peut être retenu, pour qualifier les micas riches en lithium du greisen de Montebbras.

Enfin il est surprenant de constater que ce sont les micas d'allure résiduelle, en qui nous étions tentés de voir les reliques de biotite du granite porphyroïde de Chanon transformé, qui sont les plus riches en lithium, et non pas les micas juvéniles qui les entourent. S'agirait-il alors d'anciens micas de type lépidolite, formés au cours d'une phase intermédiaire dont le mécanisme nous échappe ou bien d'anciennes biotites sur lesquelles le lithium se serait fixé préférentiellement ?

9-7) MINÉRAUX DIVERS.

Parmi les minéraux de cuivre, la *chalcosine* dans les fissures des filons et la *cuprite* ont été signalées à Montebbras, ainsi que la stannite (FRIEDEL, 1912) qui a été trouvée, à l'état de traces, associée à de la cassitérite.

Le *mispickel* et la *scorodite* accompagnent la wolframite (pourtant très manganésifère) de la couche de contact quartzeuse au Nord de la carrière des Roches. Ils constituent quelques amas de faible importance (une dizaine de centimètres) au milieu du quartz.

La *fluorine* violette est rare.

La *topaze* enfin est plus fréquente qu'il n'apparaît macroscopiquement. C'est un minéral accessoire du microgranite, du granite à albite et de la couche de contact où, en quelques points, elle remplace nettement le feldspath potassique.

CONCLUSIONS

La coupole granitique de Montebbras à laquelle sont liées les minéralisations en étain et lithium se décompose de la manière suivante :

— au centre, un microgranite dont certains aspects pétrographiques (albitisation et greisenisation) et chimiques (haute teneur en éléments rares) sont le résultat probable d'une évolution ultérieure à sa mise en place sous l'influence du granite à albite-muscovite qui l'enveloppe.

— en bordure, un granite à albite-muscovite qui forme une couronne presque continue autour de l'apex microgranitique selon une structure qui rappelle les structures annulaires classiques. Puissante de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, cette formation présente *un gisement intrusif net* vis à vis des roches qui l'encadrent : bréchification du toit et effets de « magmatic stoping », réactions d'exomorphisme etc.

L'originalité pétrographique du granite à albite-muscovite de Montebbras réside dans son évolution qui comprend une *étape précoce durant laquelle albite, muscovite et cassitérite ont cristallisé* et des étapes postérieures de microclinisation, de quartzification, et de greisenisation.

— à la limite du granite du toit, différentes formations soulignent le contact avec le granite à albite-muscovite. Ce sont le « stockscheider » feldspathique ou la « quartzglocke » d'une part et les greisens ultra-micacés lithinifères d'autre part qui se développent par remplacement du granite de Chanon.

— Hors des limites de la coupole, quelques filons de quartz ou d'aplite sont les seules manifestations extérieures de l'intrusion ; leur rareté souligne le *comportement, extrêmement étanche du granite de Chanon* vis-à-vis d'elle.

Les minéralisations de Montebbras comprennent *essentiellement de la cassitérite, niobotantalifère, de l'amblygonite et de la montebrasite* accompagnées d'autres *phosphates, de micas lithinifères avec lépidolite rare, de niobite et de très peu de wolframite* ; le beryl est absent, la topaze relativement fréquente, la tourmaline peu abondante. Ces minéraux sont liés à la mise en place du granite à albite-muscovite soit à sa phase « alcaline » précoce (cassitérite et niobite) soit à la phase « pneumatolytique » plus tardive (en particulier les phosphates). Le granite à albite-muscovite apparaît ainsi comme la roche-mère de la minéralisation.

CHAPITRE III

GÉOCHIMIE

À la fin des chapitres précédents après avoir décrit et défini les différentes unités granitiques régionales nous avons tenté de préciser les phases qui ont marqué l'évolution pétrographique de la coupole et du gisement de Montebbras et nous avons relevé au passage la présence des minéralisations qui les caractérisent.

Dans le chapitre Géochimie nous nous proposons :

- de préciser la distribution à l'échelle régionale et locale des éléments les plus significatifs de ces minéralisations et plus spécialement des éléments suivants : phosphore, fluor, lithium, étain, tungstène, beryllium, arsenic, niobium et tantale, bore... ;
- de situer les moments favorables à leur concentration ;
- de mesurer leur influence sur les roches encaissantes et leur dispersion éventuelle autour du gisement principal.

Dans ce but nous avons mis en œuvre, pour pallier aux insuffisances de l'échantillonnage naturel, un mode de prélèvement systématique des roches en place (1) à maille régulière, par petit puits à main, à l'intérieur d'un domaine qui recouvre la plupart des unités granitiques ayant pu jouer un rôle ou subi une modification au cours de l'élaboration du gisement. A Montebbras l'environnement géologique se présente d'une manière relativement défavorable pour effectuer un tel échantillonnage systématique car il faut tenir compte :

- de la grande dislocation de la Marche qui limite très rapidement vers le Nord notre domaine d'investigation.
- des placages de terrains miocènes ou de colluvions et des haldes minières étendues qui, vers le Sud et le Sud-Ouest, masquent profondément les formations granitiques.

Ainsi, alors que l'idéal aurait été de disposer d'un échantillonnage isotrope, uniformément réparti autour de la coupole de Montebbras, nous avons dû le restreindre à une bande irrégulière de terrain, allongée d'Est en Ouest, longue de 6 km et large de 0,4 à 1,2 km.

A l'intérieur de cette zone, de superficie relativement faible, la maille de prélèvement est rectangulaire ou carrée ; ses équidistances sont, dans la partie centrale, de 200 m du Nord

(1) Les échantillons de sol ont été prélevés simultanément : ils sont conservés et seront analysés ultérieurement.

au Sud et de 400 m d'Est en Ouest, ceci pour tenter de mieux mesurer l'influence éventuelle de la dislocation de la Marche. Dans les parties occidentales et orientales la maille est carrée avec une équidistance de 400 m. Au total 80 prélèvements ont été effectués. S'y ajoute un nombre égal d'échantillons en provenance, soit des divers sondages exécutés par le B.R.G.G.M. en 1957, soit de profils tracés immédiatement au contact de la coupole et perpendiculairement à lui.

Avant d'examiner les résultats obtenus pour chaque élément étudié je précise que les méthodes d'échantillonnage et les méthodes d'analyse sont décrites et discutées dans un paragraphe du chapitre III de la deuxième partie. Il nous a en effet semblé préférable de les présenter en traitant des résultats géochimiques d'Echassières qui intéressent un nombre beaucoup plus grand d'échantillons et un domaine géologique plus homogène. De même nous renvoyons le lecteur à ce chapitre pour se référer aux tableaux où sont rassemblés les chiffres publiés par les différents auteurs à propos de la distribution de ces divers éléments.

I. - RÉSULTATS

— L'ensemble des résultats obtenus est figuré :

— sur les cartes élémentaires au 1/20 000 (annexes Va à Vg) où sont dessinées les courbes d'isoteneur de l'élément considéré.

— sur le tableau 2, où sont réunis les caractéristiques numériques de la distribution des teneurs des divers éléments dans les principaux ensembles et sous-ensembles de roches : granite de Chanon, granite de Grand-Roche, microgranite de Montebbras, granite à albite-muscovite de Montebbras, granite de Chanon à proximité de la coupole... Pour chacun d'eux sont donnés : la moyenne arithmétique des teneurs, leurs fourchettes, la médiane des teneurs et son logarithme. Les opérations de calcul de ces éléments ont été grandement facilitées par l'utilisation d'un ordinateur (Gamma 30 Bull).

Le *phosphore*, le *fluor*, le *lithium*, l'*étain*, le *tungstène*, le *bore* et l'*arsenic* ont été dosés dans la totalité des 162 échantillons.

Le *molybdène* et le *gallium* ont été recherchés dans 55 échantillons, le *beryllium* dans 29 échantillons, le *rubidium* et le *césium* dans 8 échantillons.

1-1) LE LITHIUM (le rubidium et le césium).

1-1-1) DISTRIBUTION RÉGIONALE.

Le *granite de Chanon* avec une teneur moyenne de 468 g/t de Li_2O apparaît nettement plus riche en lithium que la plupart des granites cités par les différents auteurs, et dont la teneur moyenne oscille entre 50 et 400 g/t.

Le granite de Grand-Roche est encore plus nettement lithinifère puisqu'il contient 1222 g/t de Li_2O , ainsi que le granite de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc dont le seul échantillon analysé, macroscopiquement très représentatif du massif, renferme 1 885 g/t de Li_2O . La courbe d'isoteneur à 1 000 g/t de Li_2O enveloppe d'ailleurs d'une manière parfaite le massif de Grand-Roche qui pourrait être cartographié à partir des seuls résultats d'analyse de lithium.

1-1-2) DISTRIBUTION DANS LA COUPOLE DE MONTEBRAS.

Le *granite à albite-muscovite* de Montebbras est relativement pauvre en lithium (1 120 g/t de Li_2O) qui semble s'être essentiellement concentré de part et d'autre de cette formation, à son mur et à son toit :

	P						F					
	effectif	Moyenne arithmétique des teneurs	Ecart type g/t	médiane (g/t)	log de la médiane	Ecart type des logs des teneurs	effectif	Moyenne arithmétique des teneurs	Ecart type g/t	médiane (g/t)	log de la médiane	Ecart type des logs des teneurs
Ensemble Montebbras M	162	443	1600 50	275	2,44	0,38	162	2210	5500 600	1820	3,26	0,24
Granite de Chanon M 12	106	431	1400 65	288	2,46	0,34	106	1670	3700 640	1530	3,18	0,19
Granite de Grand Roche M 13	9	304	1100 40	199	2,30	0,37	9	3880	5500 2700	3810	3,58	0,08
Microgranite Montebbras à proximité du granite à albite M 16	10	948	1400 660	953	2,97	0,08	10	6160	9800 3500	5890	3,77	0,11
Granite de Chanon à proximité immédiate du granite à albite M 00	28	164	400 44	134	2,13	0,24	28	2380	4900 860	2040	3,31	0,19
Granite à albite et muscovite M 15	4	2020	11500 90	1000	3,00	0,53	4	2060	3600 1100	2000	3,30	0,13

— vers son mur, dans le microgranite central dont la teneur moyenne atteint 2 880 g/t de Li_2O , ces échantillons étant, il est vrai, tous prélevés à moins de quelques dizaines de mètres du contact.

— vers son toit où se trouve la concentration majeure en lithium :

a) dans les greisens ultra-micacés lithinifères développés aux dépens du granite de Chanon et dans lesquels la teneur en Li_2O est comprise entre 10 000 et 20 000 g/t.

b) dans la couche de contact quartzo-feldspathique où sont localisés des amas d'amblygonite ou de montebasite et quelques nids de lépidolite. On sait que, dans cette couche, l'amblygonite se présente sous forme de cristaux xénomorphes et que l'on ignore encore la nature du constituant primitif remplacé.

Il semble donc que, si l'on admet que le granite à albite-muscovite est à l'origine de la plupart des minéralisations de Montebas, il n'en est pas pour autant le lieu de concentration privilégié ; il n'aurait fixé qu'une faible partie du lithium dont la plus grande part aurait migré, surtout vers le toit de la coupole où se seraient alors produites les concentrations les plus sérieuses.

1-1-3) DISTRIBUTION DANS LES MINÉRAUX.

Les résultats de quelques analyses de fractions minérales obtenues à partir d'échantillons des principaux types de granites du district de Montebas sont figurés dans le tableau 3. On notera la haute concentration en lithium de la biotite du granite de Grand-Roche qui est donc une biotite lithinifère et la teneur relativement basse de la muscovite du granite à albite-muscovite de Montebas.

Tableau 3

Distribution du lithium dans les minéraux des granites de la région de Montebas (Li_2O g/t)

	Roche tot.	Feldspath	Biotite	Mica blanc
Granite de Chanon (3 éch.)	600	540	4 190	
Granite de Grand-Roche (1 éch.)	1 400	440	19 600	4 800
Microgranite Montebas (1 éch.)	1 500			6 000
Granite à albite-muscovite (1 éch.)	1 500	960		2 920

1-1-4) AURÉOLE DE DISPERSION.

Il n'y a pratiquement pas d'auréole de dispersion du lithium dans l'environnement régional de la coupole de Montebas, qui n'est signalée par aucune augmentation particulière du niveau de la teneur de fond du granite de Chanon (voir carte du lithium, annexe IV c).

A proximité immédiate de la coupole, au toit même du « stockscheider », de la quartz-glocke et du greisen ultra-micacé lithinifère, nous avons procédé à un échantillonnage du granite de Chanon le long de profils perpendiculaires au contact, en prélevant un échantillon de granite tous les 10 mètres. Les résultats d'analyses de cet échantillonnage (l'échantillon C1 est, pour chaque série, le plus proche du contact), sont figurés dans le tableau 4 :

Tableau 4
Variation de la teneur en Li_2O au contact de la coupole

Li_2O g/t			Li_2O g/t		
profil 386	C1	520	profil 1 024	C1	450
	C2	425		C2	300
	C3	425	profil 1 025	C1	450
profil 387	C1	16000		C2	500
	C2	600		C3	450
	C3	225	profil 1 026	C1	1600
profil 391	C1	425		C2	350
	C2	325		C3	350
	C3	600		C4	350
profil 394	C1	550	profil 1 027	C1	1100
	C2	300		C2	750
	C3	650		C3	450
profil 397	C1	850		C4	500
	C2	650			

Ces chiffres sont éloquentes, ils démontrent que à quelques mètres seulement du contact la teneur en Li_2O du granite de Chanon est sensiblement égale à la teneur moyenne de cette roche à l'échelon régional ; on passe, comme dans le profil 387, directement d'un greisen ultra-micacé, riche en lithium, au granite banal. Les coupes de sondages confirment cette impression.

Par ailleurs en dehors de l'anomalie lithinifère qui souligne le domaine du massif de Grand-Roché le tracé des courbes d'isoteneurs de lithium ne fait apparaître, sur la carte au 1/20 000 (voir annexe IV c), aucune discontinuité remarquable.

Le rubidium et le césium n'ont été recherchés que dans quelques échantillons représentatifs des principaux types de roches. Les résultats montrent que les concentrations sont localisées, comme celles de lithium, dans la couche de greisen ultra-micacé dont un échantillon contient respectivement 0,8 de Rb_2O et 0,5 % de Cs_2O .

1-2) L'ÉTAIN.

1-2-1) DISTRIBUTION RÉGIONALE.

Tous les granites de la région de Montebbras sont caractérisés par des teneurs relativement élevées en étain par rapport à celles généralement admises pour ce type de roche (voir tableau 28, partie II chapitre III) et qui sont comprises entre 5 et 30 g/t.

La distribution de l'étain dans le *granite de Chanon* (80 g/t selon la moyenne arithmétique) n'est pas homogène. Il y a quelques points à teneur très forte (MF-15 par exemple) et la médiane des teneurs s'établit seulement à 56 g/t, chiffre encore très supérieur aux teneurs des granites du plateau de Guéret auxquels nous l'avons assimilé et qui ne renferment que 20 à 25 g/t d'étain.

La parenté du granite de Grand-Roche et du granite de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc est à nouveau soulignée par leur contenu en étain (respectivement 168 et 191 g/t).

1-2-2) DISTRIBUTION DANS LA COUPOLE DE MONTEBRAS.

Le granite à albite-muscovite est la roche mère de l'étain à Montebbras. La teneur qui ressort de la moyenne arithmétique des résultats d'analyse de 4 échantillons et qui s'établit à 1 430 g/t d'étain, ne rend probablement pas parfaitement compte du contenu moyen de la couronne de granite à albite-muscovite ni surtout de la quantité d'étain récupérable dont nous avons vu (p. 108) d'après les essais sommaires déjà effectués qu'elle ne correspondrait qu'au tiers de ce chiffre.

De part et d'autre de la couronne de granite à albite-muscovite les roches du toit et du mur sont enrichies en étain :

- vers le mur où le microgranite renferme 355 g/t de Sn.
- vers le toit où l'on note :

1) des concentrations localisées dans la « quartzglocke » qui justifiaient les exploitations anciennes dont le minerai à cassitérite renfermait 0,2 à 2 % d'étain.

2) des concentrations plus faibles (4 à 600 g/t) dans les greisens ultra-micacés lithinifères, où la cassitérite est visible.

1-2-3) DISTRIBUTION DANS LES MINÉRAUX.

Les résultats des analyses des fractions minérales (voir tableau 5) montrent que l'étain du granite de Chanon est essentiellement concentré dans la biotite, d'autant que la teneur relevée dans les feldspaths est probablement due aux nombreuses inclusions micacées qu'ils renferment.

Tableau 5

Distribution de l'étain dans les minéraux des granites de la région de Montebbras (Sn g/t)

	Roche tot.	Feldspath	Biotite	Mica blanc
Granite de Chanon (3 éch.)	70	50	228	
Granite de Grand-Roche (1 éch.)	190	45	1015	367
Microgranite Montebbras (1 éch.)	240	105		654
Granite à albite-muscovite (1 éch.)	3200	562		1420

Cette concentration de l'étain dans la biotite est encore plus remarquable dans le granite de Grand-Roche alors que dans les roches de la coupole elle-même les feldspaths et les micas blancs sont enrichis. L'examen microscopique montre, dans ce cas, qu'une partie au moins de l'étain contenu par ces minéraux, est exprimé sous forme de cassitérite.

1-2-4) AURÉOLE DE DISPERSION ET ANOMALIES.

Autour de la coupole de Montebbras il n'y a aucune auréole de dispersion de l'étain, même au contact immédiat, puisque la teneur moyenne des 28 échantillons de granite de Chanon prélevés à moins de quelques dizaines de mètres du contact est de 54 g/t d'étain, soit inférieure à la teneur régionale de ce même granite.

L'examen de la carte des teneurs au 1/20 000 (annexe IV d) montre, à l'échelle régionale, quelques anomalies dont les plus compréhensives coïncident avec les limites du massif de Grand-Roche et de celui du Montgalbrun. Les autres points anomaliés correspondent probablement à de petites veinules de quartz et greisen, analogues à celles que nous connaissons autour du hameau de Montebbras.

1-3) LE TUNGSTÈNE.

La teneur en tungstène des deux grandes unités granitiques régionales est remarquable. Le granite de Chanon renferme une teneur moyenne de 119 g/t de tungstène et le granite de Grand-Roche 200 g/t ; le granite à albite-muscovite et le microgranite de Montebbras ne contiennent respectivement que 3 et 38 g/t de tungstène et ne semblent à l'origine d'aucun enrichissement notable du granite de Chanon encaissant. Bien au contraire l'examen de la carte du tungstène (voir annexe IV c) montre que la coupole de Montebbras se signifierait plutôt par une anomalie négative dans le contexte général. Il semble donc évident que, en dépit des très petites concentrations de wolframite qui marquent le contact supérieur de la coupole vers le Nord, la mise en place du massif de Montebbras ne s'est accompagnée d'aucun apport notable de tungstène, qui préexistait dans les granites de Chanon et de Grand-Roche. Dans le domaine de ces deux granites les zones anomaliées mises en évidence ne correspondent à aucun faciès particulier.

L'examen des fractions lourdes minérales d'échantillons les plus riches en tungstène du granite de Chanon révèle la présence de petites lamelles de wolframite qui semblent installées dans des fissures de la roche. Quant aux feldspaths et aux biotites de ce granite ils ne renferment que des quantités négligeables de tungstène. Le problème de l'origine de la wolframite du granite de Chanon est posé.

Dans le granite de Grand-Roche nous n'avons pas rencontré de wolframite mais ses feldspaths renferment jusqu'à 208 g/t de tungstène.

En bref le comportement du tungstène à Montebbras peut se résumer ainsi :

- il manque totalement dans la coupole ;
- il donne lieu à de rares microconcentrations à la limite de la coupole (wolframite) ;
- il s'exprime sous forme de wolframite dans le granite de Chanon qui est nettement tungstifère ;
- il est dispersé dans les minéraux du granite de Grand-Roche.

1-4) L'ARSENIC.

L'arsenic joue un rôle extrêmement secondaire dans la géochimie régionale et locale de Montebbras. Il n'est présent d'une manière notable que dans le granite de Chanon (teneur moyenne de 54 g/t) mais disparaît dans le granite de Grand-Roche (7 g/t) et dans la coupole de Montebbras (8 et 11 g/t). Pourtant à la limite de la coupole on connaît, comme pour le tungstène auquel il est associé, de petites concentrations d'arsenic sous forme de mispickel et de scorodite.

1-5) LE BÉRYLLIUM ET LE PHOSPHORE.

Le *béryllium* n'a pas été recherché systématiquement à Montebbras. Après les premiers essais indicatifs qui démontraient l'absence de concentration de cet élément dans le granite à albite-muscovite ou à son voisinage, son dosage fut abandonné. Les résultats de l'analyse de 29 échantillons confirment la faiblesse des teneurs en béryllium, généralement inférieures à 10 g/t sauf dans l'apex microgranitique où la teneur moyenne atteint 11 g/t de Be, avec un maximum de 21 g/t.

Le comportement du *phosphore* est plus significatif. Alors que la plupart des roches du district ont une teneur en phosphore sensiblement inférieure (granites de Chanon et de Grand-Roche) ou égale (microgranite de Montebbras) à la teneur moyenne de 1000 g/t généralement admise pour les roches granitiques, le granite à albite-muscovite de Montebbras présente une teneur moyenne de valeur double. On remarquera toutefois que la distribution du phosphore dans la couronne de granite à albite-muscovite est irrégulière ; elle est directement fonction de la quantité d'apatite ou d'amblygonite-montebbrasite présentes.

Il y a concentration locale du phosphore, à la limite de la coupole, au niveau de la couche de contact, dans les amas d'amblygonite-montebbrasite et dans certains greisens ultra-micaés lithinifères riches en apatite manganésifère ; il serait donc essentiellement lié à la phase « pneumatolytique ».

Le phosphore ne détermine aucune auréole de dispersion autour de la coupole de Montebbras. Près du contact on note même un appauvrissement de la teneur du granite de Chanon (moyenne 164 g/t) mais cet appauvrissement est probablement dû à l'état altéré et kaolinisé des échantillons prélevés sur les coupes de surface, car, dans des sondages profonds, il ne se produit pas.

La carte du phosphore (voir annexe IV a) ne fait apparaître aucune anomalie susceptible d'être interprétée.

1-6) LE NIOBIUM ET LE TANTALE.

Le niobium et le tantale n'ont pas été dosés systématiquement dans tous les échantillons en raison du seuil assez élevé de la méthode utilisée (fluorescence X) et qui est de l'ordre de 100 g/t de Nb ou Ta.

L'étude du comportement géochimique de ces éléments se réduit donc au domaine de leurs manifestations minéralogiques visibles et de leur forte concentration, c'est-à-dire à celui de la couronne de *granite à albite-muscovite*.

C'est le terme *riche en niobium* de la série de la *niobo-tantalite* qui est le mode d'expression principal de ces éléments à Montebbras (Le rapport moyen Nb/Ta est égal à 5,3). La niobite est disséminée dans le granite à albite-muscovite à la manière de la cassitérite qui est elle-même irrégulièrement niobo-tantalifère (voir au chapitre des minéralisations).

1-7) LE BORE.

La distribution du bore à l'échelle régionale est marquée par la nette concentration en cet élément (285 g/t en moyenne) dans le massif granitique de Grand-Roche et son environnement immédiat.

Il est par contre surprenant de constater le rôle mineur joué par le bore au cours de l'évolution géochimique du gisement même de Montebbras. Ni le microgranite (63 g/t), ni le granite à albite-muscovite (75 g/t), en dépit de la présence toujours très localisée et secondaire de quelques nids de tourmaline, ne semblent avoir été, à un moment quelconque de

leur histoire, influencés par le bore. *Il n'existe pas, à Montebbras, d'équivalent à la phase de tourmalinisation* pourtant si caractéristique de la plupart des gisements pneumatolytiques (CHAURIS, 1965).

La seule manifestation du bore, outre la présence des tourmalines déjà signalées, est un enrichissement en cet élément du granite de Chanon au toit de la coupole ; la teneur moyenne des échantillons prélevés dans les limites de quelques dizaines de mètres du contact est de 147 g/t de bore contre 51 g/t pour les échantillons prélevés loin de la coupole.

1-8) LE MOLYBDÈNE, LE GALLIUM, LE BISMUTH, LE VANADIUM etc.

L'absence de *molybdène* à Montebbras est complète ; la molybdénite n'est pas connue et les teneurs en molybdène des roches qui paraissent les plus favorables à sa concentration (granite à albite-muscovite, greisens, couche de contact...) sont toujours inférieures à 7 g/t. Dans un gîte de ce type cette carence totale du molybdène constitue un élément négatif géochimique à retenir.

La distribution du *gallium* est marquée par un enrichissement relatif en cet élément du granite à albite-muscovite par rapport aux autres roches du district. Les teneurs moyennes sont respectivement de 77 g/t et 38 g/t pour un effectif d'une vingtaine d'échantillons.

Le *bismuth* a été décelé qualitativement à l'état de traces dans quelques prélèvements notamment dans le granite de Grand-Roche, le microgranite de Montebbras, et le « microgranite de Chabannes ».

Le *vanadium* est présent à l'état de traces dans le granite de Chanon et le granite de Grand-Roche. Il n'a pas été décelé à l'intérieur de la coupole de Montebbras.

Le *germanium* a été détecté qualitativement dans un seul échantillon de granite à albite-muscovite, très riche en topaze, de la carrière des Roches.

Les *Terres Rares* (Y, Yb et La) et le *scandium*, n'ont pas été décelés. *La cassitérite et la wolframite de Montebbras ne sont pas scandifères.*

1-9) LE FLUOR.

1-9-1) DISTRIBUTION RÉGIONALE.

La distribution du fluor dans le *granite de Chanon* ne présente aucune particularité remarquable, si l'on excepte les quelques points anomaux isolés dont la teneur s'écarte exagérément de sa teneur moyenne de 1000 g/t de F.

La plupart d'entre eux sont d'ailleurs localisés (voir carte du fluor annexe IV b) à l'Ouest de Montebbras, lorsque l'on se rapproche du massif de Grand-Roche qui, lui, est caractérisé par une teneur moyenne en fluor élevée de 3880 g/t soit près de quatre fois la teneur moyenne des roches granitiques. L'échantillon du *granite de Saint-Sylvain* titre également 3600 g/t de fluor.

1-9-2) DISTRIBUTION DANS LA COUPOLE DE MONTEBRAS.

La distribution du fluor dans la coupole de Montebbras rappelle celle du lithium, c'est-à-dire que, si le granite à albite-muscovite est très probablement à l'origine de l'apport fluoré, une partie seulement de ce fluor y est resté fixée alors que les concentrations se localisaient à son mur et surtout à son toit :

— dans l'apex microgranitique où la teneur moyenne en fluor atteint 6160 g/t avec, au contact du granite à albite-muscovite, des enrichissements locaux.

— dans les greisens ultra-micacés lithinifères de la couche de contact où la teneur en fluor est comprise entre 30.000 et 40.000 g/t.

Le dépôt du fluor est donc essentiellement lié, à Montebbras, à la phase «pneumatolytique».

1-9-3) DISTRIBUTION DU FLUOR DANS LES MINÉRAUX.

Les principaux porteurs de fluor à Montebbras sont la topaze, l'amblygonite et les micas lithinifères qui renferment respectivement jusqu'à 18, 10 et 5 % de fluor. La fluorine est très rare, localisée dans des veinules.

Dans le granite de Chanon ce sont les biotites qui sont les minéraux enrichis en fluor, leur teneur est d'environ 7 000 g/t.

Dans le granite de Grand'Roche le fluor est également réparti entre les biotites (14 000 g/t) et les muscovites (15 400 g/t).

1-9-4) AURÉOLE DE DISPERSION ET ANOMALIES.

Il n'existe pas, à l'échelle régionale, d'auréole de dispersion fluorée autour de la coupole de Montebbras et son approche n'est marquée, sur la carte du fluor au 1/20 000 (voir annexe IV b) par aucune anomalie particulière.

A l'échelle plus détaillée des sondages ou des coupes auxquelles nous avons procédé à proximité du contact, l'influence du fluor est, par contre, sensible. *De tous les éléments étudiés il apparaît comme le seul mobile et son auréole de dispersion s'écarte jusqu'à une distance de 100 à 200 mètres à partir du toit de l'intrusion.* Dans ces limites les teneurs en fluor du granite de Chanon sont comprises, en moyenne, entre 1 500 et 2 500 g/t.

2. -- RELATIONS ENTRE LES DIVERS ÉLÉMENTS

Pour mesurer le degré d'attrance, d'indifférence ou de répulsion qui peut exister entre deux éléments donnés, on calcule leur coefficient de corrélation (DEREC, SARCIA et TROLY, 1964).

Le coefficient de corrélation binaire entre les teneurs ou les logarithmes des teneurs de deux éléments pour l'effectif d'un ensemble donné, le plus homogène possible, varie de -1 à $+1$; ces deux valeurs sont les cas extrêmes pour lesquels la présence d'un élément entraîne l'absence ou au contraire la présence obligatoire de l'autre élément corrélié.

Le seuil de signification du coefficient de corrélation équivaut à la valeur n'ayant pas plus de 5 chances sur 100 d'être dépassée si la corrélation réelle est nulle. Ce seuil varie avec l'effectif traité. Les tables de FISHER et YATES (J. MOTHES, 1962) donnent la valeur de ce seuil de signification qui est fonction de l'effectif de l'ensemble étudié (voir tab. 6).

Tableau 6

Signification du coefficient de corrélation en fonction de l'effectif de l'ensemble.

Effectif de l'ensemble	10	15	20	25	30	40	50	60	80	100
Seuil de signification	0,57	0,48	0,42	0,38	0,35	0,30	0,27	0,25	0,22	0,20

On constate que le seuil de signification augmente considérablement à mesure que diminue l'effectif de l'ensemble et qu'un coefficient de corrélation de $+0,50$, très significatif de l'existence d'une nette liaison entre 2 éléments d'un ensemble de 80 prélèvements, ne signifie plus rien si l'ensemble ne renferme que 10 ou même 15 prélèvements. On est donc amené à ne traiter, d'une part que les sous-ensembles homogènes à l'intérieur desquels on ne

	P	F	Li ₂ O	Sn	W	B	As	P	F	Li ₂ O	Sn	W	B	As	P	F	Li ₂ O	Sn	W	B	As
P																					
F																					
Li O	0,57							0,30							0,20						
Sn		0,50	0,33					0,13	0,42						0,07	0,78					
W		0,36	0,55	0,28				0,22	0,17	0,25					-0,10	0,77	0,73				
B		-0,19	-0,14	0,64	0,00			-0,29	-0,31	-0,18	0,11				0,01	-0,14	0,01	-0,03			
As		0,25	-0,38	0,50	-0,26	0,41		0,00	0,19	0,21	0,29	-0,03		-0,17	0,00	0,26	0,34	-0,20			
		0,50	0,21	0,62	0,14	0,17	0,62		0,28	0,27	0,11	0,16	-0,24	0,23		0,60	0,30	0,34	-0,08	-0,05	-0,05
	Granite grand Roche (9)							Granite de Chanon (106)							Granite de Chanon au contact. (28)						

Tabl. 7. MONTEBRAS. Coefficient de corrélation linéaire entre les logarithmes des teneurs des différents éléments.

risque pas de rencontrer des groupes à comportement contradictoire, d'autre part des sous-ensembles suffisamment étoffés. A Montebbras c'est le cas du sous-ensemble du granite de Chanon « régional » (106 individus) et de celui du granite de Chanon « près du contact » (28 individus). Nous présentons également les résultats de celui du granite de Grand-Roche (9 individus) mais en exprimant à l'avance toutes réserves sur la valeur de leur interprétation en dépit de la grande homogénéité du massif.

Ce sont les logarithmes des teneurs et non pas les teneurs elles-mêmes qui ont servi à calculer le coefficient de corrélation car la distribution des teneurs dans ces ensembles obéit à la loi lognormale, et une corrélation entre la valeur arithmétique des teneurs serait sans grande signification.

La lecture des résultats présentés dans le tableau 7 appelle les remarques suivantes :

— dans le granite de Chanon les liaisons entre les divers éléments sont faibles, les plus nettes sont celles qui existent entre le *fluor* et le *lithium* d'une part, le *fluor* et le *phosphore* d'autre part. On remarquera aussi le comportement particulier du tungstène qui manifeste indifférence et même répulsion vis-à-vis de la plupart des autres éléments y compris l'arsenic.

A proximité du contact de l'intrusion le comportement des éléments étudiés dans le granite de Chanon se modifie : une *liaison très nette apparaît entre le fluor, l'étain et le lithium* qui souligne la communauté de destin de ces trois éléments dans l'auréole « pneumatolytique » de la coupole ; la *liaison du phosphore et de l'arsenic* est également mise en valeur.

En ce qui concerne le granite de Grand-Roche, compte tenu du petit nombre d'échantillons analysés, il n'est pas possible de commenter les résultats présentés.

CONCLUSIONS.

On retiendra de cet aperçu sur la distribution et le comportement des éléments rares dans les granites du district de Montebbras les points suivants :

1) Le GRANITE DE CHANON, à biotite et traces de muscovite, qui constitue le socle ancien dans lequel ont évolué ou se sont mis en place les granites plus récents de Grand-Roche et Saint-Sylvain d'une part et l'intrusion de Montebbras, d'autre part, est caractérisé par un contenu élevé en étain (80 g/t) et tungstène (119 g/t).

2) Le GRANITE A DEUX MICAS DE GRAND-ROCHE est déjà un granite très spécialisé : hautes teneurs en étain (168 g/t), en tungstène (200 g/t), en fluor (3 880 g/t) et en lithium (présence de biotite très lithinifère). Ces résultats et ceux obtenus pour le granite de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc confirment la parfaite identité existant entre ces deux massifs.

Le problème des relations de ces granites à deux micas et du granite de Chanon est à nouveau posé à l'occasion de cette étude géochimique : en les décrivant nous avons envisagé la possibilité d'un passage progressif du granite à biotite de Chanon au granite à deux micas de Saint-Sylvain ou de Grand-Roché, par développement de la muscovite. Cette hypothèse pourrait trouver une confirmation dans le rapport des teneurs en étain et tungstène de ces granites, la présence de ces éléments en quantité notable dans le granite de Chanon pouvant être considérée comme les premiers signes d'une « granulitisation » potentielle que soulignerait aussi les petites mais très fréquentes paillettes de muscovite qu'il renferme.

3) L'INTRUSION DE MONTEBRAS.

A l'intérieur et autour de la coupole de Montebbras la géochimie des divers éléments présents peut être, dans le cadre de son évolution, schématisée de la manière suivante :

a) *Etape microgranite.*

Nous ne connaissons pas le microgranite à un niveau suffisamment profond et éloigné du granite à albite pour connaître la part qu'il a éventuellement prise au cours de l'évolution géochimique du massif.

b) *Etape granite à albite-muscovite.*

C'est l'étape qui semble la plus importante ; elle comprend au moins deux phases :

— une « phase alcaline » au cours de laquelle l'albite et la muscovite ont cristallisé tandis que se déposait la plus grande part de l'étain et du niobium.

— une phase « pneumatolytique » dont les manifestations se localisent aussi en dehors de la couronne de granite à albite, à son mur et surtout à son toit. A cette phase correspond : le dépôt principal du lithium, soit dans les greisens ultra-micacés du toit soit dans l'amblygonite-montebbrasite de la couche de contact, soit encore dans le microgranite du mur ;

le dépôt principal du fluor dans les mêmes conditions, d'une partie de l'étain et probablement du phosphore.

c) *Etapas tardives.*

Il s'agit essentiellement d'une phase hydrothermale responsable de quelques filonnets à quartz, barytine, fluorine et gorceixite.

On retiendra aussi de la géochimie de cette intrusion, le rôle effacé ou nul qu'y ont joué le molybdène, le tungstène, l'arsenic, le beryllium et le bore.

4) IL N'EXISTE PAS AUTOUR DE LA COUPOLE DE MONTEBRAS D'AURÉOLE DE DISPERSION PRIMAIRE d'un quelconque des éléments liés à l'intrusion, dans le granite de Chanon encaissant. Seul le fluor détermine une auréole de très faible intensité qui contribue à augmenter sensiblement la teneur régionale du granite de Chanon, mais jusqu'à une distance qui ne s'écarte guère de plus d'une centaine de mètres des limites de la coupole.

Cette étanchéité du toit, que nous avons déjà soulignée à propos des manifestations filoniennes périphériques, est peut-être due en partie à la nature granitique de l'encaissant mais probablement aussi à l'intensité relativement faible de l'anomalie générale que constitue le gisement.

Il est certain en tous cas que, dans le cadre d'une seule prospection géochimique stratégique de ce type, la coupole de Montebbras serait passée inaperçue et que l'attention se serait plutôt portée sur le massif de Grand-Roché.

DEUXIÈME PARTIE

ÉCHASSIÈRES

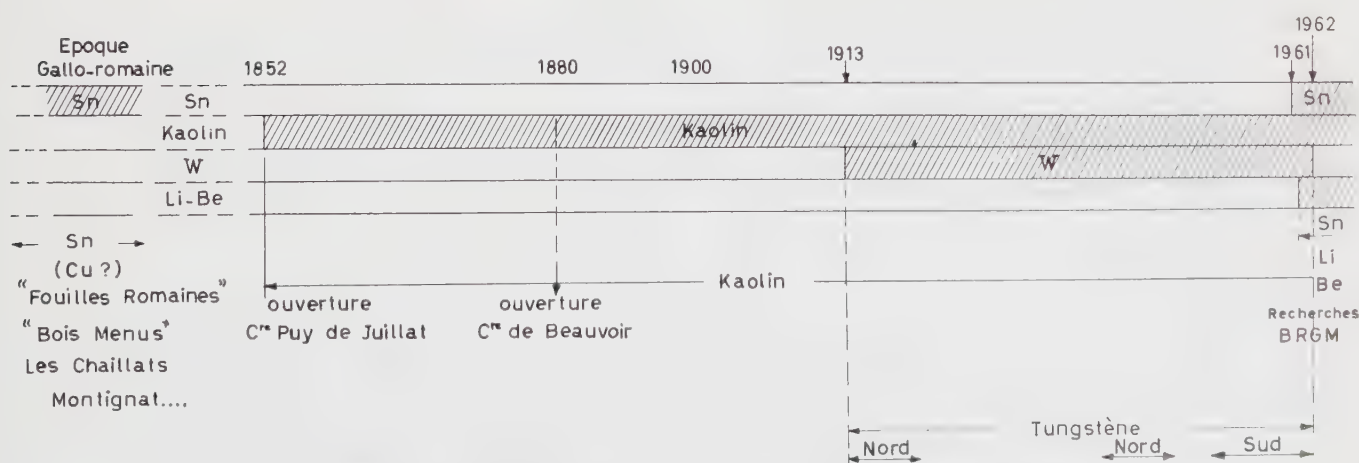
APERÇU GÉNÉRAL SUR LA RÉGION D'ÉCHASSIÈRES ET HISTORIQUE

Le petit bourg d'Echassières qui donne son nom au massif granitique qui fait l'objet de cette partie de notre travail est situé au Sud du département de l'Allier, près de la limite qui le sépare de celui du Puy-de-Dôme et à mi-distance des villes de Montluçon (35 km à l'WNW) et de Vichy (35 km à l'E). La gare la plus proche est celle de Louroux-de-Bouble, sur la ligne de Clermont-Ferrand à Montluçon ; le réseau routier est axé autour du carrefour de la Bosse où convergent les routes N 687, N 698 et D 129. Les cultures sont assez rares, elles ont peu à peu cédé la place aux taillis ou à la forêt. L'altitude relativement élevée (774 m au point le plus haut, le Signal de la Bosse) convient à l'épanouissement des belles hêtraies de la forêt domaniale des Colettes, tandis que, depuis plusieurs années, un effort de reboisement en pins et sapins est poursuivi dans toute la région. Le climat est assez rude et les hivers sont marqués par de longues périodes de brouillard.

Une vingtaine de thalwegs rayonnent, dans toutes les directions, à partir de la région d'Echassières qui, avec le sommet de la Bosse, constitue le point le plus élevé de la contrée. Ceux qui se dirigent vers le Nord, les ruisseaux du Mazet, d'Echassières, du Belon etc... vont se jeter dans la Bouble ; ceux qui se dirigent vers le Sud, les ruisseaux de Veauce, de la Cèpe, de la Gourdonne etc... rejoignent la Sioule.

HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES MINIÈRES — TITRE MINIER

Nous distinguerons quatre périodes dont certaines se chevauchent dans l'histoire de la mise en valeur des ressources minérales liées au massif granitique d'Echassières.



Tabl.8 - CHRONOLOGIE DES RECHERCHES DE RESSOURCES
MINÉRALES DANS LA RÉGION D'ÉCHASSIÈRES.

1) ÉPOQUE GALLO-ROMAINE : L'ÉTAIN

Un certain nombre de fouilles et excavations sont attribuées à des travaux datant de l'époque gallo-romaine. Les plus importantes sont les « *fouilles romaines* » situées à la limite sud de la carrière de Beauvoir et dont il ne fait pas de doute que l'objet fut la recherche de l'étain dans des roches en place ; on y a d'ailleurs retrouvé des monnaies anciennes et des outils.

Plus au Sud, dans le *secteur des Bois Menus*, on retrouve les traces, plus effacées mais encore distinctes, d'autres fouilles qui s'étendent sur plusieurs hectares et qui pourraient correspondre, en raison de leur situation et de leur caractère apparemment superficiel, à d'anciennes exploitations éluviales ou alluviales.

Enfin les excavations et haldes des *Chaillats et de Montignat*, à l'extrémité sud de notre domaine d'étude, représentent très certainement aussi les vestiges d'une ancienne exploitation pour étain et peut-être aussi pour cuivre, tandis que la vallée voisine de la Gourdonne porte encore les traces du bouleversement de ses alluvions.

En de nombreux autres points du district existent des traces de travaux anciens mais c'est seulement dans les trois secteurs que nous venons de citer qu'ils atteignent un développement remarquable.

2) ÉPOQUE KAOLIN — DEPUIS 1852

C'est P. A. JOUHET qui, en 1848, découvrit le premier le kaolin dans la région de Beauvoir. Quelques années plus tard, en 1852, sous l'impulsion du baron de Veauce et du comte de Morny, l'extraction débutait au Puy de Juillat, dans la forêt domaniale des Colettes. Elle s'est poursuivie depuis sans interruption par l'ouverture de plus d'une quinzaine de carrières réparties dans presque tout le massif. Trois sociétés se partagent son exploitation :

— La *Société Nouvelle des kaolins de l'Allier* a ouvert successivement, dans la forêt domaniale, les carrières du Puy de Juillat (4 carrières dont la plus importante était celle de Madagascar), les carrières de la Font-Moulin, la carrière du Maroc, la grande carrière, celles de la Grosse Machine, des Bouleaux, du Transvaal etc... et la carrière des Colettes, aujourd'hui seule en activité, qui est située à l'Ouest de la route N 687 immédiatement en quittant le carrefour de la Bosse lorsque l'on se dirige vers Bellenaves.

— La *Société des kaolins de Beauvoir* exploite actuellement la grande carrière de Beauvoir au Sud de la route allant à Lapeyrouse, après avoir ouvert, dans le même secteur, la carrière du Lac et celle du Rose, toutes deux aujourd'hui abandonnées. La première exploitation remonte à 1880.

— La *Société des Héritiers de James* est propriétaire de l'exploitation des Chaumes-Molles, qui porte sur une grande carrière située au milieu du massif, ouverte depuis près de 80 ans.

3) ÉPOQUE TUNGSTÈNE 1913-1962

La découverte des premiers indices de wolfram a été faite, au début de ce siècle, par le docteur TRAPENARD, de Bellenaves, qui avait trouvé, aux environs du hameau des Montmins, quelques échantillons de quartz minéralisé. Ses travaux de recherches mirent en évidence le groupe des filons de Sainte Barbe et du Mazet, qui correspondent à ce que nous appelons aujourd'hui le *gisement Nord*. Dès 1913 il sollicitait l'octroi d'une concession ; en 1915 il s'associait à Victor LASSALLE, figure bien connue de tous ceux qui se sont intéressés aux affaires

de mines métalliques dans le Massif Central depuis ces soixante dernières années et dans lesquelles il a toujours joué un rôle de promoteur et d'animateur (étain de Montebbras, or du Chatelet, uranium du Morvan, antimoine du Colombier et de Montignat, fluorine, etc...). Le 2 juin 1917 un décret faisait « concession à la *Société Anonyme des Mines des Montmins, des mines de wolfram et métaux connexes* sur le territoire des communes de Louroux-de-Bouble, Echassières et Lalizolle, arrondissement de Gannat, Allier ». Cette concession avait une superficie de 1 136 hectares.

En 1918 un autre groupe de filons fut découvert, au Sud du massif, dans la région de la Bosse. Ces filons correspondent à ce que nous appelons aujourd'hui le *gisement Sud*. Leur découverte entraîna une demande d'élargissement du périmètre ; finalement un nouveau décret du Président de la République, en date du 18 décembre 1921, accordait une nouvelle concession à la Société Anonyme des Mines des Montmins » pour mines de tungstène et métaux connexes, situées sur les communes d'Echassières, Lalizolle et Nades (Allier) et de Servant (P-d-D) ». Cette nouvelle concession sera réunie à l'ancienne concession des Montmins pour ne former avec elle, et sous le même nom qu'une seule et même concession de tungstène et métaux connexes. Ainsi agrandie la concession occupe une superficie de 1 933 hectares ; les carrières de kaolin sont comprises à l'intérieur de son périmètre.

Pour le *gisement Nord* les périodes d'exploitation effective se situent entre 1915 et 1919 d'une part, 1936 et 1939 d'autre part, tandis que, à d'autres époques, des travaux de recherches sporadiques entraînaient une activité discontinuée. Tous ces travaux sont souterrains.

Pour le *gisement Sud* l'activité, antérieurement à 1945, se limite à des travaux de recherches et de reconnaissance. A partir de 1945 et jusqu'en décembre 1962 l'exploitation s'est fait en deux stades :

de 1945 à 1954 par travaux souterrains.

de 1954 à 1962 par carrière à ciel ouvert.

Tous les travaux de recherches et d'exploitation pour le tungstène sont suspendus depuis le 30 novembre 1962 et les installations démantelées. *La production totale jusqu'à cette date peut être estimée voisine de 6 000 t de concentrés à 65 % de WO₃.*

La concession des Montmins appartient actuellement à la Société Minière et Métallurgique de Peñarroya.

4) ÉPOQUE ÉTAÏN - LITHIUM — BÉRYLLIUM — DEPUIS 1961

Depuis les Gallo-romains et à l'occasion des travaux menés soit par les exploitants de kaolin, soit par les concessionnaires pour tungstène, le problème de l'étain a été fréquemment soulevé.

— par les exploitants de kaolin et plus spécialement par la Société des kaolins de Beauvoir qui récupérait et récupère, au cours de ses opérations de lavage du kaolin, un certain pourcentage de la cassitérite contenue dans la roche qu'elle exploite. Plusieurs milliers de tonnes de cassitérite auraient été ainsi extraites.

— par les concessionnaires qui, à plusieurs reprises, ont demandé l'extension à l'étain de leur concession. Cette demande a toujours été repoussée par le Service des Mines qui considérait qu'il n'y avait pas connexité entre le tungstène et l'étain, le premier étant essentiellement localisé dans les micaschistes, le deuxième dans le granite, et ceci en dépit de recherches assez poussées faites par les concessionnaires dans le secteur des Chaillats en 1925 puis en 1950 mais qui ne démontrèrent pas l'existence d'un gisement exploitable.

En 1961, ce sont les problèmes de lithium qui attirèrent l'attention du B.R.G.M. sur Echassières. On savait, depuis DE LAUNAY (1888), qu'il existait « dans la granulite des Colettes du mica lithinifère lépidolite formant des houppes » et LACROIX écrivait en 1893 : « la lépidolite

d'un blanc-verdâtre forme des nids dans la granulite kaolinisée d'Echassières » mais ce minéral était considéré comme une curiosité. En fait nos observations démontrèrent que, dans toute une partie du massif, la lépidolite était non seulement représentée par ces houppes ou nids dispersés mais aussi par le mica constituant normal de la roche. Cette découverte relançait l'intérêt de l'étain d'autant que s'y ajoutait bientôt celle du béryllium découvert tout d'abord sous forme de beryl (G. AUBERT et J.P. BONNICI — 1963) puis de herdélite (G. AUBERT et L. BURNOL — 1964).

En 1963 le B.R.G.M. déposait une demande de permis exclusif de recherches pour étain et lithium, auxquels fut adjoint le béryllium dès qu'il devint concessible en 1965. Les limites de ce permis couvrent largement la zone étudiée.

HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES

1) GÉOLOGIE RÉGIONALE

En 1844 BOULANGER distingue dans cette région des micaschistes et des gneiss « provenant de sédiments métamorphisés par le granite ». LECOQ (1867) associe également les micaschistes, les gneiss et les granites dans une série successive dont les éléments passent progressivement de l'un à l'autre et fait, le premier, mention de masses porphyriques au voisinage de Servant.

C'est Louis DE LAUNAY qui détermine et cartographie, à l'occasion d'une série de travaux publiés entre 1888 et 1894 dans le cadre de l'établissement de la carte géologique détaillée de la France au 1/80 000 (feuille de Gannat), le massif circulaire de granite à deux micas qui perce les micaschistes dans la région des Colettes.

G. GARDE, lors de la révision de la feuille de Gannat (1934) constate la difficulté d'établir une ligne de démarcation entre micaschistes et gneiss et insiste tout particulièrement sur le gisement laccolitique du microgranite de Pouzol-Servant.

En 1936 J. JUNG et M. ROQUES interprètent la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule comme tectoniquement renversée. Cette idée neuve sert de base à l'important travail de J. RICHARD qui, en 1938, démontre que, dans toute cette région, les micaschistes forment le cœur des anticlinaux, plongeant ensuite sous les gneiss qui disparaissent eux-mêmes sous des migmatites ; cet auteur ne semble pas s'être intéressé au massif granitique des Colettes dont il mentionne simplement la présence.

Les travaux les plus récents concernant la géologie régionale sont ceux de J. GROlier (1962) qui s'est tout particulièrement attaché à résoudre les problèmes de la tectonique des micaschistes de l'anticlinal de la Bosse.

2) GÉOLOGIE LOCALE ET MÉTALLOGÉNIE

L. DE LAUNAY est également l'auteur des premières descriptions détaillées du massif granitique d'Echassières et de la plupart des minéralisations qui lui sont associées. En 1888 il mentionnait :

- la « granulite » de type franc à gros grain de mica noir, mica blanc, orthose, oligoclase et quartz qui forme un pointement au milieu de la formation de micaschistes.
- les nombreux filons de quartz de direction générale NE-SW ;
- le mica lithinifère et fluoré qui forme des houppes dans la « granulite » ;
- la kaolinisation de la « granulite » et ses relations avec les filons de quartz en qui il voit l'agent kaolinisant ou, tout au moins, son guide.
- la cassitérite recueillie dans les produits de lavage du kaolin.

L. DE LAUNAY rapprochait déjà le gisement d'Echassières de ceux décrits par E. MALLARD (1865) dans le Limousin et plus spécialement de celui de Montebbras.

Le problème de la kaolinisation est évoqué à nouveau par J. JUNG qui, en 1936, l'interprète comme le résultat d'une activité d'origine pneumatolytique sur la « granulite ».

Il faut attendre 1944, soit près de 60 années, et ceci en dépit de la découverte et de l'exploitation des gisements de tungstène du Mazet (Nord) et de la Bosse (Sud) pour que l'intérêt métallogénique du massif soit à nouveau souligné. E. RAGUIN donne alors une description du massif et des nombreux filons qui le traversent et irradiant autour de lui, en particulier des filons de quartz à wolframite qu'il estime appartenir au même ensemble hydrothermal que les filons stériles. Il souligne l'alignement N-S du district métallifère et distingue nettement la venue de la wolframite de celle de la cassitérite.

G. CARETTE (1945) reprend cette distinction en deux phases : une première venue wolframifère pneumatolytique ou hypothermale succédant à la montée granulitique des Montmins mais précédant une venue stannifère pegmatitique.

P. EVRARD (1950) s'intéresse surtout aux minerais de tungstène des filons de la Bosse. Pour cet auteur le dépôt de la wolframite se serait effectué au cours d'injections successives de solutions résiduelles, parfois de compositions variables.

Pour J.M. CANTAGREL (1963) « le gisement de wolframite des Montmins est en liaison génétique étroite avec une phase terminale de l'intrusion du granite à deux micas des Colettes ». Il associe par ailleurs la minéralisation en étain à une phase de kaolinisation qui aurait immédiatement suivi le dépôt du tungstène.

Il mentionne enfin la présence de lépidolite sur laquelle son attention avait été attirée par les activités locales du B.R.G.M.

C'est également en 1963 que, avec J.P. BONNICI (G. AUBERT et J.P. BONNICI — 1963), nous avons signalé la présence, au sein du massif d'Echassières de deux unités pétrographiques distinctes « le granite des Colettes et la granulite de Beauvoir » en insistant sur la richesse en albite de cette dernière et sur l'importance des minéralisations en lithium, étain et fluor qui lui sont associées et la découverte du béryl.

Enfin je citerai les travaux de J. NICOLAS et A. DE ROSEN qui en 1963 ont également distingué dans le massif des Colettes, une « granulite » des Colettes et une « granulite » de Beauvoir dans laquelle ils mentionnent « la présence de muscovite verte peu lithinifère (0,10 % de Li_2O) » et de muscovite violette (0,25 % de Li_2O) tardive. Plus récemment encore A. DE ROSEN (1965) dans une étude du massif des Colettes a décrit des pegmatites banales et des pegmatites sodolithiques qui accompagneraient ces « granulites ».

CHAPITRE PREMIER

CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

DEUX grandes familles de terrains se partagent le domaine de notre étude, d'une part des schistes cristallins, d'autre part des massifs granitiques qui affleurent au milieu d'eux.

1. — LES SCHISTES CRISTALLINS ET LA TECTONIQUE RÉGIONALE

De nombreux travaux ont été consacrés, depuis plus d'un siècle, à l'étude de la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule.

Successivement BOULANGER (1844), LECOQ (1867), DE LAUNAY (1893, 1894), GARDE (1934), JUNG et ROQUES (1936), RICHARD (1938) et très récemment GROLIER (1962) ont contribué à définir et à préciser les caractéristiques de cette série :

— limitée vers l'Ouest par le sillon Houiller, vers l'Est par la Limagne Bourbonnaise, vers le Nord et le Sud par des massifs granitiques, elle occupe une superficie d'un peu moins de 1 000 km².

— elle comprend essentiellement des gneiss et des micaschistes dans une disposition anormale, les micaschistes reposant sous les gneiss ; cette disposition a été interprétée par JUNG et ROQUES et par RICHARD comme le résultat d'un *renversement général de la série cristallophyllienne*, antérieur aux plissements hercyniens.

— la schistosité des micaschistes et des gneiss qui les entourent dessine une zone anticlinale, dite de la Bosse, dont l'axe aurait pour direction, selon DE LAUNAY, N 72 E et selon GARDE et RICHARD N 65 à N 80 E. Pour GROLIER (1962) l'axe du plissement anticlinal aurait une direction complètement différente puisqu'il lui attribue une orientation N 120 E ; à ce plissement principal se superposerait un plissement subméridien.

L'étude de la série cristallophyllienne en soi n'entre pas dans le cadre de ce travail. Toutefois comme cette série constitue l'encaissant du massif granitique d'Echassières, elle nous intéresse au double point de vue tectonique et géochimique. C'est pour cette dernière raison qu'a été entreprise une campagne de prélèvements de roches dans un secteur de 60 km² qui couvre l'environnement nord, est et sud du massif granitique d'Echassières jusqu'à une distance de 4 à 5 km dans les schistes cristallins à partir de leur limite. Au cours de ces recherches nous avons pu faire un certain nombre d'observations d'ordre pétrographique et tectonique concernant la série cristallophyllienne.

1-1) LES FACIÈS DE LA SÉRIE.

En allant du Nord vers le Sud nous rencontrons successivement, en s'enfonçant dans la série :

— des *gneiss à biotite et sillimanite*, largement représentés au Nord et au Nord-Ouest et dont l'extension sud est limitée par une ligne partant de Gourgueville et passant par Luzet, Louroux de Bouble et Montrognon. Les couches sont généralement très redressées. Ces gneiss sont assez grossiers avec de la biotite largement cristallisée. Dans la série sont intercalés quelques passages de gneiss quartzo-feldspathiques, pauvres en biotite et sans sillimanite ;

— des *gneiss à biotite* seule ou à sillimanite rare, qui dessinent une bande mince et discontinue entre les gneiss à biotite et sillimanite et les gneiss à deux micas. Plus au Sud on retrouve encore quelques passages de gneiss à biotite au milieu des gneiss à deux micas ;

des *gneiss à deux micas* et sillimanite rare dont l'extension va grandissant en allant de l'Est vers l'Ouest. A l'Est, à hauteur de Louroux de Bouble la bande de gneiss à deux micas est large de moins d'un kilomètre tandis que vers l'Ouest elle s'étale largement vers le Sud et vient presque tangenter le massif granitique d'Echassières. Il s'agit généralement de gneiss assez finement lités, riches en quartz et dont le feldspath moyen est un oligoclase.

— des *micaschistes à deux micas* qui occupent l'essentiel du domaine de notre étude, au N.E.T., à l'E et au S du massif granitique dont ils constituent l'enveloppe immédiate.

Ce sont des roches très feuilletées, relativement pauvres en quartz, en général fortement altérées en surface où elles se transforment en une argile micacée de couleur rouille.

La *biotite* et la *muscovite* sont également représentées sauf en quelques points (environs de Nades par exemple) où la muscovite peut être largement dominante. La tourmaline est rare ; les *grenats* ont été signalés par RICHARD (1938) dans le secteur de Nades, ils sont fréquemment présents dans tout le secteur sud.

Ces micaschistes présentent souvent un *faciès feldspathique*, aussi bien dans la zone nord où la présence du feldspath est en nette relation avec l'approche des gneiss, que dans la zone sud. Les faciès feldspathiques sont également développés à proximité du massif granitique d'Echassières ; il est difficile de faire la part du métamorphisme de contact et du métamorphisme régional dans la répartition de ce feldspath qui, en lame mince, apparaît toujours très altéré et séricitisé.

La *staurotide* en petites baguettes millimétriques brun rougeâtre est très fréquente, sinon abondante, dans les micaschistes ; en particulier dans toute la zone sud, à l'Ouest d'une ligne allant du Boënat à Lalizolle, les micaschistes présentent presque constamment un *faciès à staurotide*.

Enfin, dans quelques échantillons, nous avons rencontré de la tourmaline noire, et, dans un échantillon, une lamelle centimétrique de disthène.

A l'Ouest du massif, secteur que nous avons peu parcouru, la série cristallophyllienne présente une succession analogue. Comme l'avait noté RICHARD (1938) les micaschistes disparaissent rapidement dans cette direction sous des gneiss à deux micas puis sous des gneiss à biotite et sillimanite qui contiennent de petites intercalations de cipolins, à la Chaume des Veaux et Moureuille, et d'amphibolites.

1-2) LA TECTONIQUE.

2.1. — *La disposition anticlinale de la schistosité de la série cristallophyllienne de la Sioule est bien confirmée* par les quelques 300 mesures d'orientation et pendage auxquelles nous avons pu procéder sur affleurements ou grâce aux puits d'échantillonnage forés dans le secteur d'étude de 60 kilomètres carrés. Le cœur de cet anticlinal se localiserait au milieu des micaschistes dans une zone située à l'Est du massif d'Echassières, décentré d'environ un kilomètre par rapport à lui.

2.2. — *Dans la région située au Nord et au Nord-Ouest, c'est-à-dire au Nord du massif d'Echassières, les pendages sont généralement inclinés vers le Nord ou le Nord-Nord-Ouest sous des angles qui vont en augmentant à mesure que l'on s'éloigne du cœur de l'anticlinal. L'examen de détail fait apparaître quelques anomalies dans la disposition générale de ce versant.*

— à l'extrême N-W, les gneiss à biotite et sillimanite se redressent à la verticale et prennent une direction N 150 à N 160 E (1) qui diverge complètement de la direction moyenne N 60 à N 100 E précédemment définie.

— en quelques points de la zone nord les pendages sont inversés et la schistosité s'incline vers le Sud ; c'est le cas en particulier d'une petite zone de gneiss à biotite dans le Boismal.

— entre Louroux-de-Bouble et le filon Sainte-Barbe, à la limite nord du massif d'Echassières, une série de points alignés montrent des schistosités inclinées NW à WNW qui déterminent un *axe anomalous N 25 E* au milieu de la série. *Cet axe s'encadre exactement avec la fracture majeure soulignant le contact micaschistes-granite dans ce secteur de Sainte-Barbe ; il en marque donc très probablement le prolongement dans les micaschistes.*

En longeant la bordure de micaschistes, immédiatement au Nord du granite on peut remarquer qu'il existe encore trois autres anomalies de la schistosité, tout à fait analogues, mais qui ne se prolongent guère vers le Nord. Pour l'une d'entre elles au moins, la plus orientale, il y a également correspondance avec une zone faillée du contact micaschistes-granite.

— enfin il faut remarquer qu'il ne semble pas qu'il existe toujours une concordance parfaite entre la disposition de la schistosité cristallophyllienne et la répartition des divers faciès d'isométamorphisme. Au Nord de Louroux-de-Bouble par exemple, la schistosité, orientée d'Est en Ouest, est recoupée obliquement par la limite des gneiss à biotite et sillimanite.

2.3. — D'une manière générale le *massif granitique d'Echassières ne modifie pas, sur son pourtour, la schistosité cristallophyllienne* des micaschistes environnants qu'il recoupe franchement. Ceci est vrai dans la plupart des cas observables, les seules exceptions concernant, d'une part les anomalies déjà signalées sur la bordure nord et, d'autre part quelques redressements ou inversions de la schistosité sur la bordure est du massif dans une zone où son inclinaison normale est très faible. Par contre *on retiendra la disharmonie qui existe entre les schistosités de la série au Nord et au Sud du massif et dont les directions se recoupent à angle droit ; ceci explique peut-être pourquoi ce massif granitique s'est installé en cet endroit plutôt qu'ailleurs.*

Cette disposition tectonique d'ensemble est tout à fait conforme avec la présence d'un dôme anticlinal dont le cœur se situerait un peu à l'Est du massif d'Echassières.

Quant à l'axe ou aux axes de cet anticlinal qui, successivement, se sont vu attribuer des directions N 65 E, N 80 E, N 120 E, ils n'apparaissent pas d'une manière nette dans les limites relativement étroites de notre domaine d'étude, en dépit du grand nombre de mesures effectuées, de leur répartition régulière et des bonnes conditions qui nous étaient offertes par le creusement systématique de tranchées. A partir de ces mesures on définit plus aisément un *large dôme anticlinal*, légèrement décentré vers l'Est par rapport au massif granitique d'Echassières. Cette interprétation pourrait d'ailleurs s'accorder avec les observations récentes de J. GROLIER (1962) qui portent sur un domaine beaucoup plus vaste ; pour GROLIER il existerait deux axes anticlinaux complémentaires, le premier orienté N 120 E et le deuxième subméridien tous deux passant à proximité du centre du massif d'Echassières ; il est donc naturel que dans cette région leur combinaison puisse donner des effets comparables à ceux que produirait un dôme anticlinal.

(1) Je rappelle que la valeur de tous les angles est donnée en grades, pour les directions de 0 à 200 à partir du Nord et en allant vers l'Est, pour les inclinaisons de 0 à 100 à partir de l'horizontale.

2. — LES MASSIFS GRANITIQUES

Deux massifs granitiques de gisement et de type très différents affleurent au milieu de la série cristallophyllienne de la Sioule, ce sont le laccolite microgranitique de Pouzol-Servant d'une part et le batholite granitique d'Echassières d'autre part.

2-1) LE LACCOLITE DE MICROGRANITE DE POUZOL-SERVANT.

LECOQ avait constaté, dès 1867, la présence, entre Servant et Pouzol, de masses porphyriques que DE LAUNAY interpréta en 1888 comme deux coulées de « microgranulite » qu'il place entre le Viséen et le Houiller Supérieur. GARDE en 1915 démontre qu'il s'agit d'un vaste laccolite de microgranite interstratifié dans les schistes cristallins de la série de la vallée de la Sioule, affleurant largement entre Pouzol, Servant et Lalizolle.

Bien que le domaine de ce microgranite atteigne à peine la limite S de celui de notre étude, il est intéressant d'en rappeler les caractéristiques essentielles, récemment définies par Mlle J. DUBOSCLARD (1954), afin de pouvoir souligner, ultérieurement, les différences fondamentales et les relations qui existent entre lui et le massif d'Echassières. Ces caractéristiques sont les suivantes :

— son gisement est nettement *laccolitique*. Cette disposition est bien visible tout au long de la limite nord du massif, dans la région des Chaillats par exemple.

— son faciès est celui d'un *porphyre quartzifère* : dans une pâte grossièrement microgrenue se détachent de grands phénocristaux de quartz automorphe, de plagioclase zoné, de biotite chloritisée et, parfois de microcline.

— il renferme de *nombreuses enclaves* de schistes cristallins identiques à ceux de la série encaissante et d'autres enclaves finement microgrenues que J. DIDIER (1964) dans une étude récente interprète comme des témoins de la mise en place, avant celle du microgranite, de roches microgrenues plus anciennes.

— autour du laccolite on connaît un certain nombre d'*indices filoniens de quartz à stibine* qui paraissent en liaison avec lui. Le plus important d'entre eux est celui de Nades, encaissé dans les micaschistes, à moins d'un kilomètre, de la bordure nord du laccolite. Ce filon a été le centre d'une exploitation d'antimoine durant plusieurs années (AUBERT G. et CONTAMINE L. — 1958).

Composition chimique :

Les résultats d'analyse qui suivent sont extraits d'un rapport inédit de DONNOT (1958).

SiO ₂	65,80	Na ₂ O	3,46
Al ₂ O ₃	15,53	K ₂ O	4,43
Fe ₂ O ₃	1,63	P ₂ O ₅	0,29
FeO	1,50	H ₂ O—	0,55
TiO ₂	0,52	H ₂ O+	2,22
MnO	0,05		
CaO	1,91		99,56
MgO	1,61		

Éléments en traces (en grammes par tonne).

Les 7 échantillons de microgranite analysés proviennent tous de la partie nord du laccolite car ils s'intègrent dans le plan général de prélèvements systématiques de roches autour du massif d'Echassières dont la limite sud coïncide justement avec le laccolite de Pouzol-Servant.

TABLEAU 9

Éléments en traces (en grammes par tonne) dans le microgranite de Pouzol-Servant

échantillon	P	F	Li ₂ O	Sn	W	Be	As	Sb	Mo
EB 5	480	350	285	25	6	8	10	15	
EB 9	380	350	248	13	6		8	10	
EB 13	400	500	283	20	8	10	10	15	
EB 17	200	850	72	12	3	12	10	15	
EB 25	360	600	212	22	3	8	2	15	
EC 15	40	1100	309	8	4	9	10	20	1
ED 29	160	700	108	8	4	8	12	10	1
moyenne	342	635	216	14	5	6	9	14	1

2-2) LE MASSIF GRANITIQUE D'ÉCHASSIÈRES.

Sous les dénominations successives de massif granitique de la Bosse (DE LAUNAY, 1888), massif granitique des Colettes (RICHARD, 1938, CANTAGREL, 1963) ou des Montmins (RAGUIN, 1945, JÆGER, 1953) les précédents auteurs désignaient un massif de granite, de forme générale circulaire, et qui affleure sur une surface de 7 à 8 km², au milieu des micaschistes, entre le hameau des Montmins au Nord et le Signal de la Bosse au Sud. L'ensemble de ce massif était alors considéré comme relativement homogène, son faciès type étant représenté par un granite porphyroïde à deux micas. Nos travaux ont montré (AUBERT et BONNICI, 1963) qu'il convient de distinguer dans ce massif au moins deux unités pétrographiques distinctes et plusieurs faciès particuliers ; ceci nous conduit à « codifier » les appellations locales de la manière suivante :

— le terme de *massif granitique d'Echassières* englobera l'ensemble des formations éruptives du secteur.

— le terme de *granite des Colettes*, du nom de la forêt domaniale qui en occupe toute la moitié orientale, désignera le stock principal ; c'est celui qui a été décrit par la plupart des précédents auteurs. Dans ce granite nous distinguerons trois faciès principaux : le *faciès Nigon*, le *faciès Mazet* et le *faciès Croix-Lambin*.

— le *granite à albite-lépidolite de Beauvoir*, du nom de l'exploitation de kaolin ouverte sur ses affleurements, constitue une unité pétrographique bien différenciée ; il forme un massif de dimensions plus modestes, immédiatement accolé à la limite sud de celui des Colettes.

— les *filons de microgranite « porphyre » de la Gourdonne, des Chaillats*, etc... s'alignent sur plusieurs kilomètres, dans les micaschistes au Sud du massif d'Echassières. Celui de la Croix des Bois est situé au Nord-Est.

CONCLUSIONS.

Le massif granitique d'Echassières auquel sont associées les minéralisations en étain, lithium, beryllium, tungstène apparaît comme isolé au milieu d'une série cristallophyllienne relativement monotone. On retiendra sa localisation sur le flanc d'un dôme ou d'un pli anticlinal de la schistosité cristallophyllienne, localisation qui coïncide également avec un alignement structural N 25 E.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DU GISEMENT

LES minéralisations du gisement d'Echassières sont intimement liées aux unités constituant le massif granitique, il est donc logique de commencer leur étude par celle du massif lui-même, avant d'en dresser une vue récapitulative.

1. — LE MASSIF GRANITIQUE D'ÉCHASSIÈRES

Nous avons distingué dans ce petit massif typiquement circonscrit, dont les limites d'affleurement s'inscrivent dans un cercle de moins de 3 km de diamètre, deux unités pétrographiques essentielles :

Le *granite des Colettes*, qui occupe plus de 95 % de la superficie du massif et qui était, avant nos travaux, le seul faciès reconnu.

Le *granite à albite-lépidolite de Beauvoir*.

Nous décrirons ensuite :

Les *filons de microgranite-porphyre et de lamprophyre* qui traversent les micaschistes et qui sont antérieurs à la mise en place du massif granitique.

Le *cortège filonien du massif*.

1-1) LE GRANITE DES COLETTES.

« Aux environs du village d'Echassières et près du sommet le plus élevé de la région, le signal de la Bosse (cote 774), les feuillettes de micaschistes se sont ouverts comme une boutonnière pour laisser passer un pointement à peu près circulaire, d'environ trois kilomètres de diamètre, de granulite... roche à gros grains de mica noir, mica blanc, orthose, oligoclase et quartz ». C'est en ces termes que Louis DE LAUNAY, en 1888, définissait le granite des Colettes qu'il considérait comme représentatif de l'ensemble du massif.

En 1945, E. RAGUN précisait certains des contours du batholite et soulignait sa structure en coupole surbaissée. Enfin en 1963, J.M. CANTAGREL notait la présence d'un faciès microgrenu au milieu du granite.

1-1-1) GISEMENT ET STRUCTURE.

Au premier examen la forme presque circulaire, un peu aplatie, de l'affleurement du granite des Colettes au milieu des micaschistes apparaît comme très remarquable. Depuis l'ancienne usine du Mazet au Nord, jusqu'au carrefour de la Bosse, au Sud, il s'étend sur 2,5 km, tandis que, d'Est en Ouest, des Suchots jusqu'au delà de Fonbelle, sa traversée atteint près de 3 km.

Dans le détail, les limites du batholite se révèlent beaucoup moins régulières ; un certain nombre de fractures, soulignées ou non par des filons de quartz, décrochent ou rectifient la ligne de contact granite-micaschistes. Ce sont, en partant du Château de Beauvoir et en contournant le massif dans le sens des aiguilles d'une montre (voir carte au 1/20 000 — annexe VI).

— la faille du *Château*, N 5 à N 10 E, que le contact granite-micaschistes emprunte sur 200 m environ.

— La faille des *Suchots*, N 50 E, soulignée par une puissante formation filonienne quartzeuse, et longue de 3 à 400 mètres.

— La faille *Sainte-Barbe*, N 10 à N 25 E, qui décroche brutalement la limite de 5 à 600 mètres sur le Sud.

— La faille des *Montmins*, N 20 à N 30 E, complémentaire de la précédente et qui reporte le granite vers le Nord. Les deux failles déterminent et limitent une *avancée des micaschistes dans le granite*, large de 3 à 400 mètres et profonde de 500 mètres environ.

— La faille de *Fonbelle*, N 35 E, à l'Est de ce hameau.

D'autres cassures de moindre importance jalonnent encore la bordure du granite des Colettes et achèvent de lui donner une configuration de détail hachée qui contraste avec son allure générale. La plupart de ces cassures appartiennent à un même système de fracturation dont l'orientation générale est comprise entre N 10 et N 50 E.

Nous distinguerons trois faciès principaux dans la description pétrographique de ce granite :

— le *faciès Nigon*, ou faciès rose, est surtout représenté dans la partie sud du massif (carrière Nigon, carrière des Colettes, carrière de la Bosse...) ;

— le *faciès Mazet*, ou faciès gris, occupe la partie nord (carrière de Madagascar, route du Mazet...) ;

— le *faciès Croix-Lambin*, de structure à tendance microgrenue, avait déjà été repéré, en volantes, par J.M. CANTAGREL en 1963. Nous l'avons trouvé en place ; il constitue plusieurs alignements d'allure filonienne, orientés conformément à la direction structurale du massif, N 20 à N 40 E. Certains de ces « filons », puissants de quelques dizaines de mètres, peuvent se suivre sur plus de cent mètres au milieu du granite. Par ailleurs le sondage ES 5 a traversé des passages granitiques de même faciès, sans qu'il soit possible de leur attribuer une direction quelconque ou une allure filonienne ; il en est de même pour d'autres occurrences de granite faciès Croix-Lambin qui se trouvent dans la carrière des Colettes et dans celle des kaolins James.

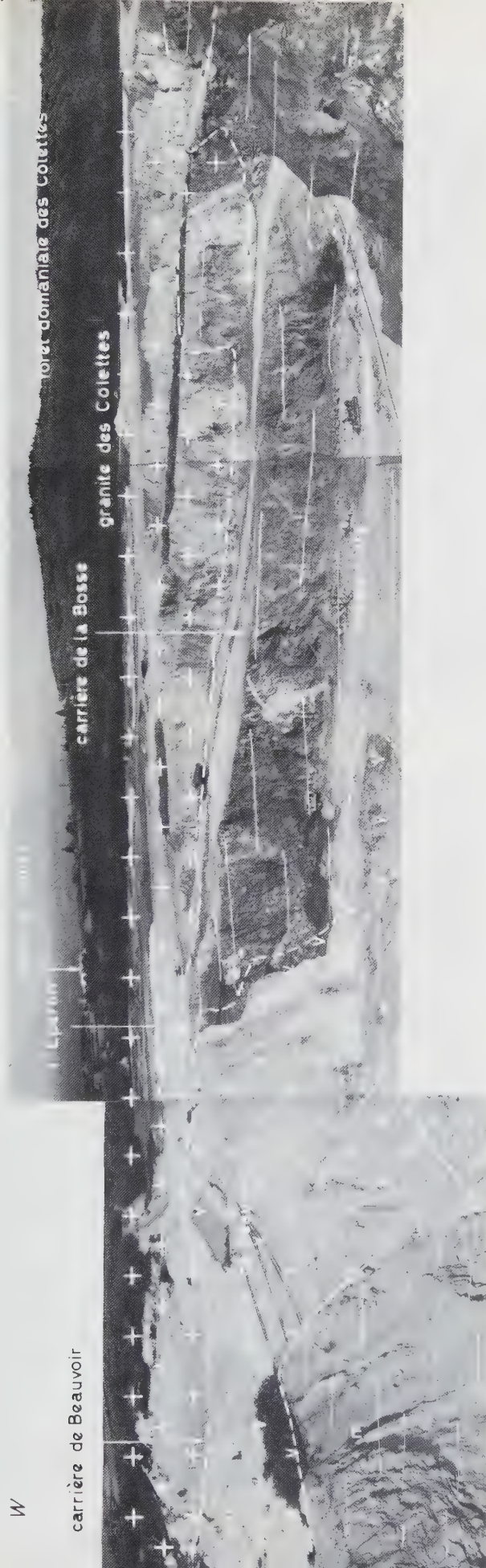
Du point de vue structural on retiendra :

1^o) L'allure générale en coupole surbaissée du batholite des Colettes, allure déjà remarquée par E. RAGUIN en 1945 et que confirme l'anomalie de la gravité de la carte gravimétrique au 1/320 000 qui correspond parfaitement avec l'affleurement.

2^o) Sa fracturation selon un axe de direction moyenne N 20 E à N 40 E, qui se traduit par une série de décrochements le long de son contact avec les micaschistes, certains se poursuivant vers l'extérieur ou vers l'intérieur même du massif ; les filons de quartz, les parties kaolinisées et les zones à faciès Croix-Lambin s'alignent sur cette même direction plus ou moins parfaitement.

W

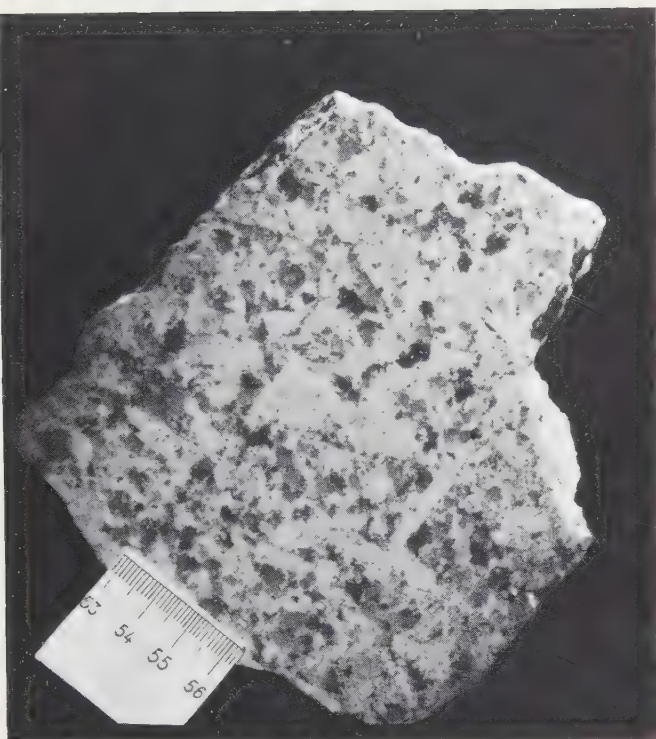
carrière de Beauvoir



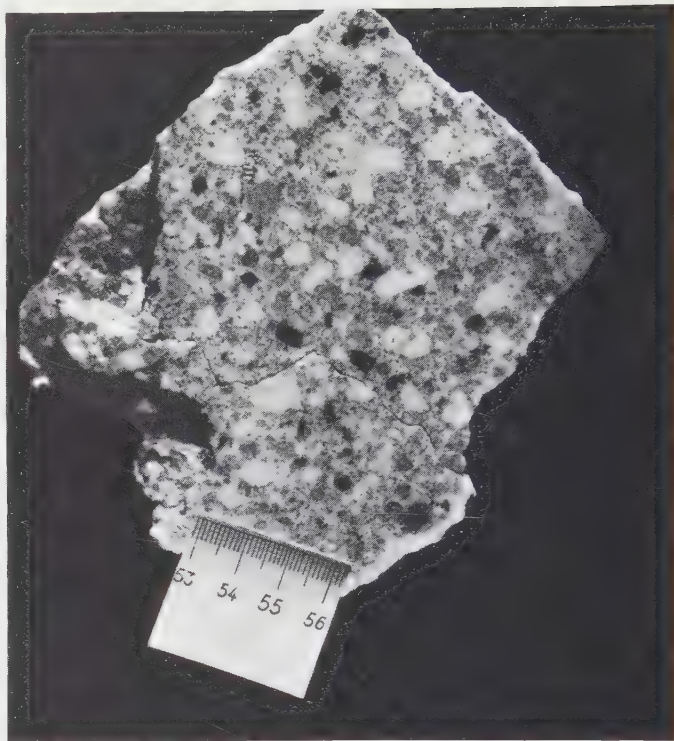
Vue des carrières de la Bosse et de Beauvoir
signal de la Bosse



Quelques-uns des filons de quartz  et des aresiens quartzo-micacés 
traversant le granite à albite kaolinisé de Beauvoir



1



2

ÉCHASSIÈRES

LE GRANITE DES COLETTES

1. — Faciès porphyroïde.

2 et 3 — Faciès Croix-Lambin, à structure de tendance microgrenue, ce faciès est riche en baguettes de feldspath (blanc) en granules de quartz (gris) et en amas micacés de cordiérine altérée (noir). La pâte est finement grenue.



3

Le batholite granitique des Colettes, non comprise l'apophyse sud de granite à albite-lépidolite de Beauvoir, et compte tenu de son décrochement entre les failles Sainte-Barbe et des Montmins, occupe une superficie d'environ 7 km².

1-1-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Aspect macroscopique — Les deux faciès les plus répandus dans le batholite des Colettes sont ceux d'un *granite porphyroïde à deux micas* (voir planche XVI).

Le *granite rose, faciès Nigon*, est caractérisé par la présence de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique rose et de plagioclase vert jaunâtre associés à des granules de quartz, à des lames ou amas de mica blanc ou noir mordoré et, plus rarement, à des empilements micacés de type gigantomite. Cette coloration des feldspaths qui donne à la roche un aspect très agréable n'est pas due à une altération superficielle locale, en effet les sondages de reconnaissance ont retrouvé le même faciès coloré à des niveaux inférieurs de plus de cent mètres à la surface topographique, elle semble plutôt en relation avec la présence d'un pigment sombre.

Le *granite gris, faciès Mazet*, se distingue du précédent par la non-coloration de ses feldspaths, une proportion apparente plus grande de micas noirs et des enrichissements plus nombreux en gigantomite micacée ; localement, son aspect se rapproche du granite faciès Croix-Lambin.

Le *granite faciès Croix-Lambin* est de couleur variable, gris ou beige rosé. Il présente une texture à tendance microgrenue : dans un fond grenu gris ou gris rosé se détachent des granules de quartz nettement corrodés, des phénocristaux de feldspaths blancs ou gris, plus rarement tachés de rose, légèrement orientés et sensiblement plus allongés que dans les deux autres faciès, et de nombreux prismes demi-centimétriques noirs de gigantomite micacée au cœur desquels on distingue encore, à la loupe, des résidus vitreux de cordiérite verdâtre.

Quelque soit le faciès du granite des Colettes, il peut être affecté, en masse, par des phénomènes de kaolinisation de ses feldspaths.

Aspect microscopique (voir planche XVII).

a) La composition minéralogique du granite porphyroïde à deux micas, faciès Nigon ou faciès Mazet, est la suivante :

Quartz	30 à 40 %	Muscovite	5 à 10 %
Microcline	20 à 35 %	Biotite	1 à 5 %
Albite et	20 à 35 %	Apatite	
Albite-oligoclase		Zircon	
		Cordiérite	

La structure est prophyroïde. Le *quartz*, généralement automorphe, est en granules monocristallins à contours corrodés et à extinction assez homogène ; il ne renferme pas d'inclusions feldspathiques ou autres.

Le *feldspath potassique* ($-2V = 80$), macle Carlsbad, est un microcline fortement perthitique ; il englobe fréquemment de petits granules de quartz et de plagioclase, ce qui suggère pour lui un développement tardif. Une très fine pigmentation salit la plupart des plages ; cette pigmentation existe dans les feldspaths des deux faciès Nigon et Mazet mais il semble bien qu'elle soit nettement plus marquée dans le premier, ce qui pourrait expliquer sa coloration macroscopique. Très fréquemment le feldspath potassique est intimement associé à de la muscovite répartie en taches plus ou moins digitées, toutes orientées de la même manière ; dans certains cas le feldspath potassique ne subsiste plus qu'à l'état d'îlots d'aspect résiduel au milieu de plages de muscovite.

PLANCHE XVII

ÉCHASSIÈRES

GRANITE PORPHYROÏDE A DEUX MICAS DES COLETTES

1. — L.M. 22 956 — L.P. $\times 12$.

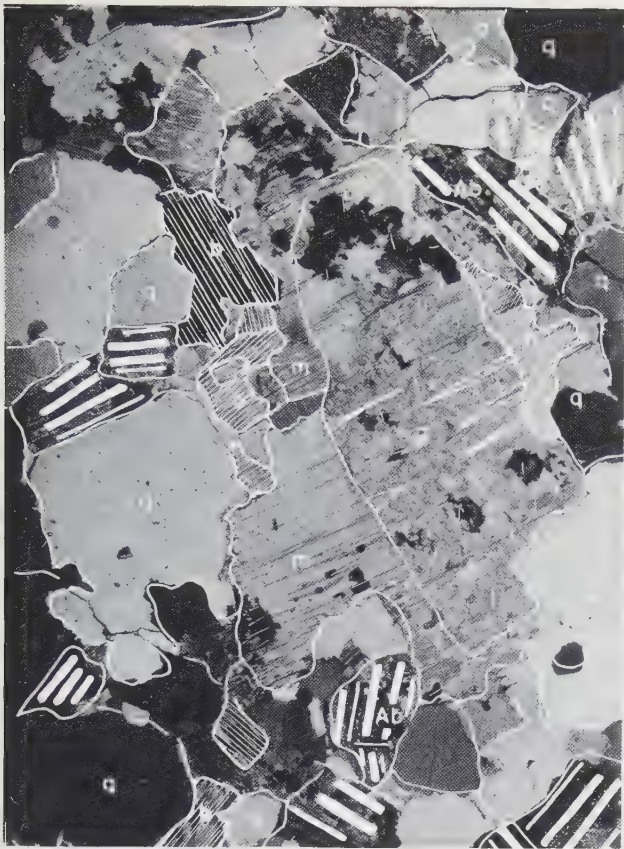
Granite des Colettes. Faciès Nigon (rose). Dans cette partie de la lame mince sont visibles : le quartz de développement à tendance automorphe, les plagioclases plus ou moins séricitisés, la biotite, la muscovite et une gigantomolite micacée autour de laquelle se disposent en concordance biotite et muscovite.

2. — L.M. 22 256 — L.P. $\times 12$.

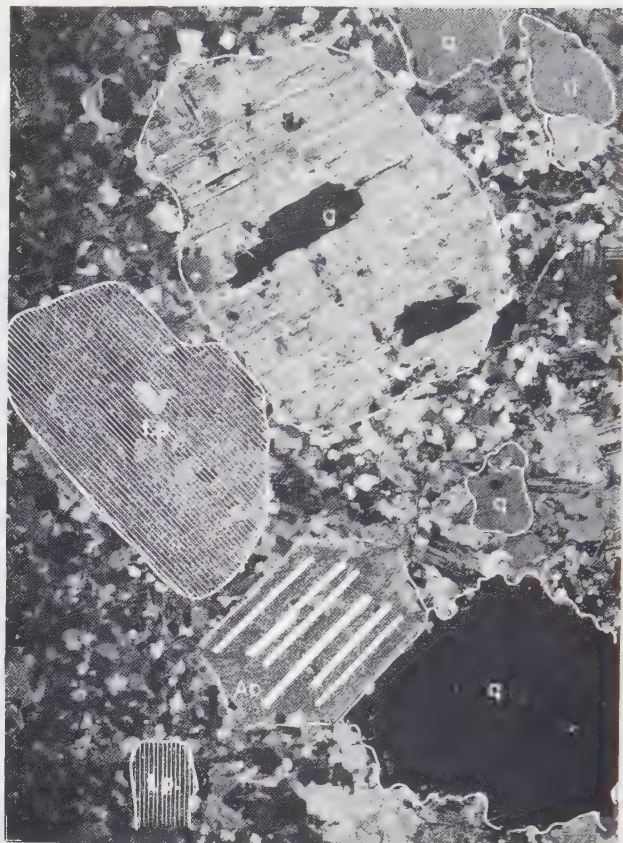
Granite des Colettes. Faciès Croix-Lambin, à tendance microgrenue. Les phénocristaux de quartz, feldspath potassique, plagioclase et gigantomolite sont au milieu d'un fond finement grenu où quartz et plagioclase se trouvent en égales proportions.

3. — L.M. 21 008 — L.P. $\times 150$.

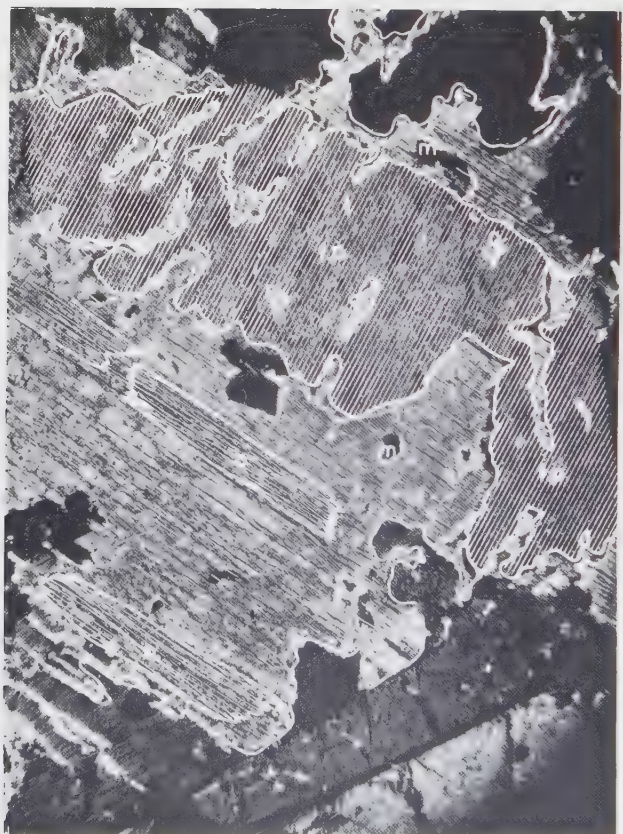
Granite des Colettes. Développement d'une plage de muscovite simultanément à partir de feldspath potassique et de biotite.



1



2



3

f.p.

Feldspath potassique

- plagioclase

q

- quartz -

g

gigantolite

b

biotite

m

muscovite

Le *plagioclase* va de l'albite (An 4-6) à l'albite-oligoclase ; bien maclé, il se présente en cristaux un peu plus petits que ceux du microcline ; il est fréquemment séricitisé et des paillettes de muscovite se développent en tous sens sur certaines de ses plages. Plus spécialement dans le faciès Mazet il existe de grands cristaux très séricitisés de plagioclases, nettement zonés et dont certains sont inclus dans le feldspath potassique.

La *muscovite* est, en lame mince, le mica dominant ; elle se présente soit en plages xénomorphes de 3 à 4 millimètres, soit en association avec le feldspath potassique, soit en paillettes sur l'albite, soit en enveloppe de résidus de biotite, soit, enfin, en association avec de la séricite comme produit de remplacement de l'ancienne cordiérite.

C'est JÆGER (1953) qui avait constaté, le premier, le développement de la muscovite dans le feldspath potassique « par remplacement dans la microperthite en suivant électivement l'albite », muscovite qui était jusqu'alors considérée (RAGUIN, 1945) comme ayant cristallisé en même temps que les feldspaths. Plus récemment J. LAMEYRE et M. ROQUES (1964) ont montré que cette muscovitisation s'accordait avec les réactions expérimentales de la transformation métasomatique de l'orthose en muscovite et quartz.

Mais aucun de ces auteurs ne semble s'être penché sur le cas de la muscovite développée à partir de la biotite. Il semble bien en fait que les deux catégories de muscovites aient pris naissance simultanément, au cours d'une même phase de muscovitisation : en effet on observe souvent des plages homogènes et monorientées de mica blanc dont une partie remplace le feldspath potassique tandis que l'autre renferme encore des résidus de biotite. L'analyse à la microsonde électronique des deux fractions (voir planche XVIII) donne des résultats identiques en ce qui concerne la composition en fer, aluminium et magnésium de ces deux fractions et confirme ainsi le diagnostic optique. Cette double origine possible de la muscovite est à retenir ; elle peut aider à l'interprétation de l'origine des éléments en traces qu'elle renferme.

La *biotite* qui macroscopiquement, paraissait relativement abondante, surtout dans le faciès gris, se révèle beaucoup plus rare en lame mince. En fait les plages xénomorphes intactes de biotite sont peu nombreuses, généralement elles sont enveloppées et plus ou moins complètement remplacées par du mica blanc.

Le *zircon* est présent en faible quantité dans les plages de micas noirs. L'*apatite* est parfois abondante, associée à l'albite et aux micas. Il n'y a ni cassitérite, ni topaze, ni lépidolite dans les faciès non-modifiés du granite des Colettes ; les rares fois où la cassitérite existe, elle est en liaison avec des filets ou filonnets de quartz ou d'aplite.

b) La composition minéralogique du granite de faciès Croix-Lambin est tout à fait semblable à celle des faciès porphyroïdes mais sa structure est un peu différente ; il y a des phénocristaux et un fond plus finement grenu.

Le *quartz* se présente en granules automorphes corrodés, les uns de grande taille (0,5 à 1 cm), les autres, beaucoup plus nombreux, de petite taille (0,1 à 0,5 mm) distribués dans le fond microgrenu ou englobés dans les grands cristaux de feldspath potassique. Bien que ces deux types de granules de quartz apparaissent de nature identique il n'y a pas continuité granulométrique entre eux.

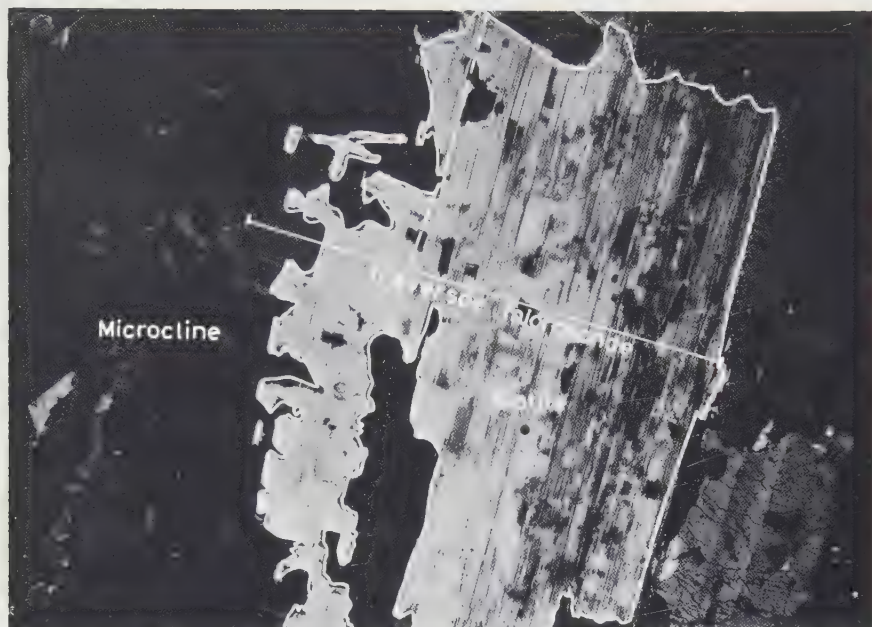
Le *feldspath potassique* en grands cristaux allongés, presque toujours maclés Carlsbad, est un microcline très perthitique ; les flammes de perthite sont disposées plus ou moins parallèlement aux contours des cristaux mais laissent généralement intacte leur bordure. Au cours de leur croissance, les cristaux ont englobé de nombreux petits granules de quartz et des morceaux de plagioclase séricitisé.

Le *plagioclase* est de l'albite (An 4-6) ou de l'albite-oligoclase. Certains grands cristaux sont nettement zonés ; ils sont très séricitisés.

Les *micas* sont peu abondants (moins de 4 % en volume) ; la biotite souvent décolorée et la muscovite associée ou non à la biotite ou au feldspath potassique sont également représentées. Par contre les amas de gigantomolite sont beaucoup plus fréquents que dans les faciès Nigon et Mazet.

PLANCHE XVIII

ÉCHASSIÈRES

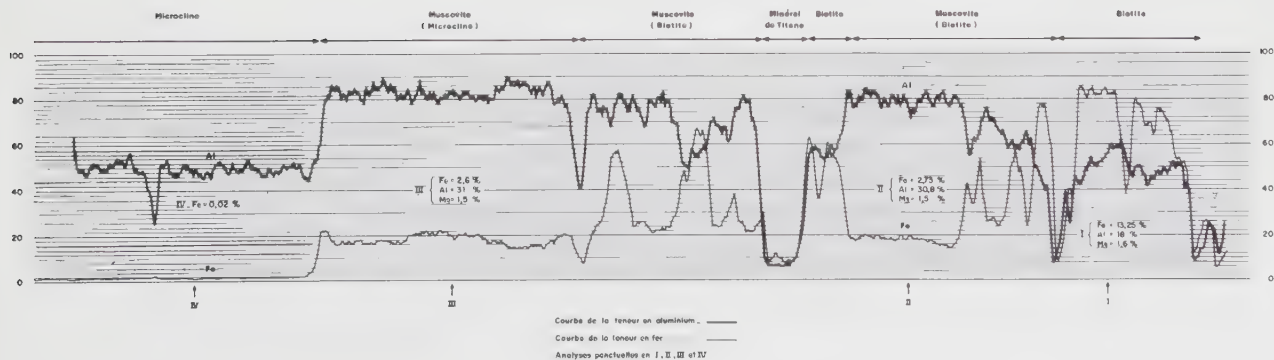


Plage monoorientée de muscovite en remplacement simultané de biotite (partie droite, avec résidus) et de microcline (partie gauche). Une traversée à la microsonde électronique et des analyses ponctuelles de Fe, Al et Mg confirment le diagnostic optique.

Granite des Colettes. Muscovitisation simultanée de la biotite et du microcline.

LM 10295 LP $\times 42$

TRAVERSÉE A LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE DE L'ÉCHANTILLON DE MUSCOVITE CI-DESSUS



Composition chimique.

Je rappellerai, pour les comparer à ceux que nous avons obtenus, les résultats d'analyse publiés par J.M. CANTAGREL (1963). L'échantillon J.M.C. 6110 est du type granite faciès Mazet, l'échantillon J.M.C. 62106 du type granite faciès Nigon et l'échantillon J.M.C. 62140 du type faciès Croix-Lambin.

Les échantillons que j'ai fait analyser par le laboratoire de chimie du B.R.G.M. proviennent du sondage ES 5 ; ils ont été prélevés respectivement à 65 mètres et à 80 mètres de profondeur, le premier est un granite porphyroïde faciès Nigon, le deuxième un granite faciès Croix-Lambin.

TABLEAU 10

	Faciès Mazet J.M.C. 6110	Faciès Nigon J.M.C. 62106—ES 5-65		Faciès Croix-Lambin J.M.C. 62140—ES 5-80	
SiO ₂	73,25	72,80	73,00	72,80	71,50
Al ₂ O ₃	14,80	15,20	15,20	14,60	15,00
Fe ₂ O ₃	0,35	0,40	0,00	0,65	0,35
FeO	0,85	0,85	1,05	0,65	0,35
TiO ₂	0,05	tr	0,00	tr	0,00
MnO	tr	tr	0,02	tr	0,03
CaO	0,70	0,60	0,60	0,60	0,75
MgO	0,60	1,25	1,55	0,90	1,55
Na ₂ O	3,55	3,35	3,00	3,95	3,00
K ₂ O	3,95	3,75	4,10	3,75	5,00
Li ₂ O			0,16		0,11
P ₂ O ₅	0,35	0,25	0,45	0,45	0,45
H ₂ O—	0,20	0,25	0,30	0,25	0,20
H ₂ O+	0,75	1,00	1,00	1,00	1,00
Total	99,40	99,70	100,53	99,60	99,29

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg
ES 5-65	396,81	48,92	17,58	3,49	30,01	0,00	0,69	47,41	71,90
ES 5-80	375,79	46,37	17,37	4,22	32,03	0,00	0,67	52,37	70,00

Norme CIPW

	qz	or	ab	an	hy	co	ma	hm	ilm	ap
ES 5-65 .	36,14	24,25	25,35	1,22	5,84	5,57	0,00	0,00	0,00	0,66
ES 5-80 .	31,20	29,57	25,35	1,96	5,11	3,92	0,51	0,00	0,00	0,66

Paramètres de Lacroix

ES 5-65 — I-3-1-3-1-1-1-2

ES 5-80 — I-4-1-3-1-1-1-2

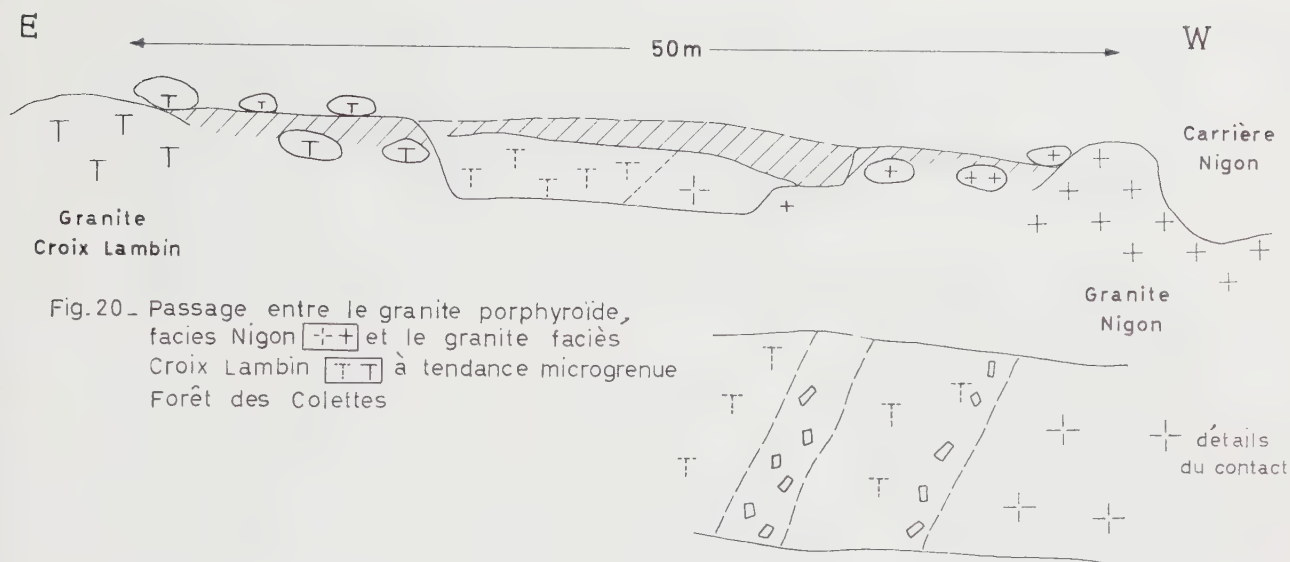


Fig.20_ Passage, entre le granite porphyroïde, faciès Nigon $\boxed{+}$ et le granite faciès Croix Lambin $\boxed{T}$ à tendance microgrenue Forêt des Colettes

Ces caractères sont ceux de la famille des granites alcalins. On notera la grande homogénéité de ce granite du point de vue chimique quels que soient son faciès ou la localisation de son prélèvement. En particulier il y a une correspondance excellente entre la composition des roches à faciès porphyroïde et celle des roches à faciès de tendance microgrenue.

Eléments en traces

	B	F	P	Sn (1)	W	Li ₂ O	Be	As	Mo
ES 5-65 (faciès Nigon)	44	5000	960	170	32	1600	9		
Nigon 6 (faciès Nigon)	49	1900	720	235	51	800	6		
Q 12 (faciès Mazet)		1850	160	25	26			100	1
ES 5-80 (faciès Croix-Lambin)	46	2750	960	350	35	1100	22		
Nigon 7 (faciès Croix-Lambin)	220	1850	320	120	26	700	17		

1-1-3) RELATIONS ENTRE LES TROIS FACIÈS PRINCIPAUX DU GRANITE DES COLETTES. SIGNIFICATION DU FACIÈS CROIX-LAMBIN.

Jamais l'occasion ne nous a été donnée d'observer un passage entre le granite porphyroïde rose, (faciès Nigon) et le granite porphyroïde gris (faciès Mazet).

En ce qui concerne le granite de la Croix-Lambin ses relations avec le granite porphyroïde rose sont visibles en quelques points : à proximité de la carrière Nigon dans la forêt des Colettes et dans la carrière des Colettes.

(1) Ces teneurs en étain sont relativement élevées par rapport à la teneur moyenne du granite des Colettes qui pour 81 échantillons s'établit à 151 g/t.

A proximité de la carrière Nigon, une petite tranchée de reconnaissance ouverte entre les affleurements des deux roches nous a permis de voir un passage net, sur quelques centimètres, entre le faciès Nigon et le faciès Croix-Lambin tous les deux altérés. On voit apparaître, dans le faciès Croix-Lambin, de petites tablettes de plagioclase verdâtre tandis que le feldspath potassique passe du blanc au rose ; un mètre avant le contact le même phénomène s'était produit sous forme d'une veine de granite Nigon dans le granite Croix-Lambin. Notons enfin, que les directions des joints des deux roches sont les mêmes de part et d'autre du contact.

Dans la carrière des Colettes, j'ai noté également quelques occurrences de granite faciès Croix-Lambin au milieu du granite faciès Nigon. L'examen du contact est rendu difficile par l'intensité des phénomènes de kaolinisation qui homogénéisent les aspects des deux roches ; toutefois, localement on peut noter, à leur limite, un enrichissement en micas noirs accompagné d'une diminution du grain.

La coupe du sondage ES 5 n'offre pas de contact direct entre le faciès Nigon et le faciès Croix-Lambin ; pourtant entre 78 et 98 m on assiste à une succession répétée de deux faciès à tendance microgrenue de structure analogue, tous deux riches en granules de quartz et en amas de gigantolite : le premier est du type Croix-Lambin, de couleur gris à beige avec des feldspaths blancs tandis que le deuxième a ses feldspaths colorés en rose et vert d'une manière identique à ce que l'on observe dans le granite faciès Nigon. Le passage entre les deux faciès est assez rapide ; il est toujours marqué par une zone confuse d'aspect rouillé de 3 à 4 cm de puissance. De part et d'autre on observe des cristaux de feldspaths mixtes, le plus souvent à cœur rosé et à bordure blanche. En lame mince ces discontinuités sont très discrètes ; elles se traduisent dans un cristal donné d'orientation uniforme par une pigmentation plus forte d'impuretés ferrugineuses dans les parties macroscopiquement les plus colorées comme si la croissance du feldspath s'était faite en deux temps.

Quant aux relations existant entre le granite de faciès Croix-Lambin et le granite de faciès Mazet nous manquons de points d'observations pour les préciser mais il semble bien, tant dans la carrière de kaolin James que sur la route nouvelle des Montmins qu'il y ait un passage continu entre les deux faciès. C'est ce qui justifie la difficulté que l'on rencontre, sur certains affleurements de la région de Fonbelle, à déterminer si l'on a affaire à l'un ou à l'autre faciès.

En conclusion nous retiendrons les points suivants à propos du faciès Croix-Lambin du granite des Colettes.

1) Sa composition minéralogique et chimique est pratiquement identique à celle des autres faciès ; seule la structure, à tendance microgrenue, diffère, sans jamais justifier toutefois une appellation de microgranite vrai.

2) Bien que l'on puisse observer certains contacts francs entre lui et le faciès Nigon, il existe une nette convergence d'aspect avec les autres faciès granitiques, aussi bien vers le granite Nigon (faciès Croix-Lambin coloré du sondage ES 5) que vers le granite Mazet (affleurements de la région de Fonbelle).

3) Le granite de la Croix-Lambin ne se localise préférentiellement ni à la bordure ni au centre du batholite granitique, ni à l'état d'enclaves mais il a tendance à s'aligner en zones allongées selon des axes transversaux dont la direction N 30 à N 40 E ne s'écarte guère de la direction structurale principale du massif.

Ces observations posent le problème de la signification du faciès Croix-Lambin à tendance microgrenue. Manifestement il ne s'agit pas d'enclaves résiduelles que l'on aurait pu interpréter comme les reliques d'un ancien microgranite vrai précédant une granitisation ainsi que DIDIER et ROQUES (1959) ont pu l'observer dans d'autres massifs granitiques. Le faciès Croix-Lambin représente seulement une différenciation au sein d'une même granitisation, *différenciation qui n'apparaît en liaison ni avec la bordure ni avec le centre du batholite granitique* mais seulement avec la structure générale du massif ; dans cette hypothèse des déformations auraient pu favoriser une cristallisation particulière du granite, par exemple le long de fractures en décompression dans la calotte granitique déjà partiellement consolidée.

1-1-4) KAOLINISATION DU GRANITE DES COLETTES.

Bien qu'elle constitue l'un des caractères les plus remarquables du massif d'Echassières, la kaolinisation n'a pas fait l'objet d'une étude particulière dans le cadre de ce travail, d'autres géologues, J. NICOLAS et A. DE ROSEN, beaucoup plus qualifiés que nous en la matière, s'intéressèrent à cet aspect du problème. Nous ne pouvions toutefois ignorer un phénomène qui affecte aussi largement les roches que nous étudions et qui modifie profondément leur comportement physique, chimique et métallogénique ; par ailleurs il nous sera nécessaire de situer la kaolinisation dans le cours de l'évolution du massif.

C'est dans cet esprit que nous nous sommes efforcé de recueillir, à l'occasion des autres recherches, toutes informations concernant la kaolinisation et dont certaines sont peut-être susceptibles de contribuer à la résolution de ce problème si délicat et controversé.

Les zones kaolinisées dans le granite des Colettes couvrent des superficies allant de un à plusieurs dizaines d'hectares ; *elles sont généralement allongées et alignées selon une direction N 20 à N 40 E* qui s'accorde avec celle de la fracturation générale du massif.

La plupart des auteurs ont noté la présence dans les zones kaolinisées ou à leur contact de filons de quartz. D'après nos observations il semble que cette condition ne soit ni nécessaire ni suffisante ; il existe des zones kaolinisées pauvres en filons de quartz (carrière du Maroc) et d'autres zones non-kaolinisées où ils sont nombreux (secteur des Suchots). S'il existe une liaison entre la présence de certains filons de quartz et la kaolinisation du granite, elle est, à notre avis, essentiellement d'ordre tectonique, l'un comme l'autre s'installant ou se développant plus facilement dans les zones fracturées où la circulation des eaux d'origine hydrothermale ou superficielle est la plus aisée.

D'après les observations des exploitants locaux la kaolinisation cesse à une profondeur comprise entre 30 et 50 mètres. Cette remarque est vérifiée par la coupe du sondage ES 5, dans lequel toute kaolinisation disparaît à partir de 41,50 m de profondeur ; nous constaterons cette même disparition dans les sondages effectués à travers le granite à albite-lépidolite de Beauvoir.

La kaolinisation affecte indifféremment les trois faciès du granite des Colettes : le faciès Nigon (carrière des Colettes et du Maroc) le faciès Mazet (carrière de Madagascar et de Tombouctou) et le faciès Croix-Lambin (partie de la carrière James).

Dans une zone kaolinisée donnée il subsiste fréquemment des boules de granite intact qui peuvent atteindre de grandes dimensions (carrière du Maroc et des Colettes). Le dispositif rappelle tout à fait celui de l'altération en boule du granite par les phénomènes superficiels (Massif de Sidobre, Pierres Jaumâtres)..

Je ne me suis pas penché sur l'aspect minéralogique de la kaolinisation sinon pour constater que les deux feldspaths du granite, le microcline et l'albite, étaient également touchés.

Contrairement à ce qui a été avancé par J. JUNG et soutenu à nouveau par J.M. CANTAGREL les zones kaolinisées ne sont enrichies ni en étain, ni en lithium, ni en fluor, ni en tout autre élément dit « pneumatolytique » par rapport au granite non-kaolinisé. En ce qui concerne l'étain et le lithium par exemple on dispose d'un échantillonnage artificiel remarquable constitué par les rejets de lavage des exploitations de kaolin, accumulés depuis un siècle : leur teneur en étain est toujours inférieure à 200 g/t et celle en Li_2O à 0,3 %. De telles teneurs sont fréquentes dans le granite des Colettes non-kaolinisé.

Pour présenter une hypothèse concernant la kaolinisation dans le massif d'Echassières nous attendrons d'en avoir décrit les aspects dans le granite de Beauvoir.

1-1-5) RELATIONS — AURÉOLE DU GRANITE DES COLETTES.

Il ne sera pas question ici des rapports du granite avec le granite à albite-lépidolite de Beauvoir et les formations minéralisées, ni de son influence géochimique à l'échelle régionale, ces deux sujets faisant l'objet de chapitres particuliers ultérieurs, mais seulement de ses relations directes avec les micaschistes encaissants.

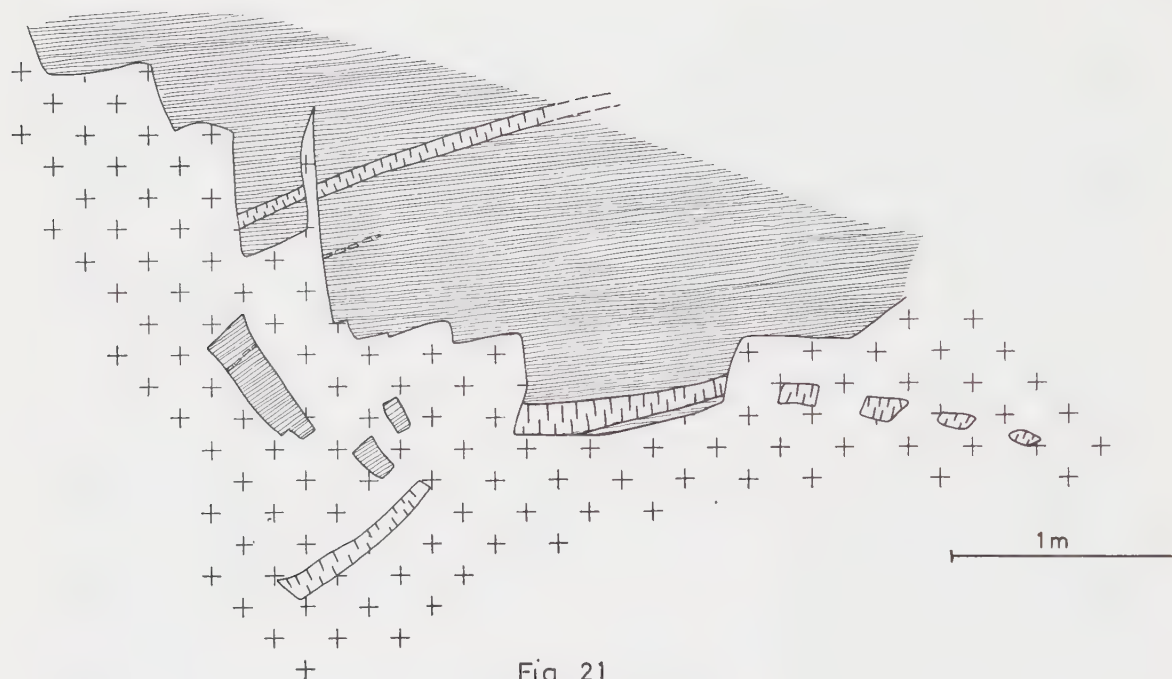


Fig. 21
ECHASSIERES.

Carrière de la Bosse — 2^e gradin parement NE.

Contact micaschistes  granite de Colettes  avec filons de quartz à wolframite 

Aspect structural — Comme nous l'avons déjà noté le contact granite-micaschistes est net, souligné par un certain nombre de grandes fractures et de cassures d'importance variable qui jalonnent tout le pourtour du massif. Cette disposition hachée est conservée même à l'échelle de l'observation des fronts de carrière ; c'est ainsi que l'on peut l'observer à l'Est et au Sud de la carrière des Colettes et au Nord-Est de celle de la Bosse ; dans ces deux cas la ligne de contact dessine un escalier dont les marches correspondent aux joints des micaschistes tandis que certains fragments d'entre eux semblent s'être détachés du toit (voir fig. 21) pour tomber dans le matériel granitique qui cimente la brèche ainsi formée.

Aspect pétrographique.

Endocontact — La proximité du contact n'est généralement marquée, du côté du granite, par aucune modification particulière, tout au plus pourrait-on le rendre responsable localement d'un accroissement du grain du granite ; c'est le cas dans l'angle nord-est de la carrière de la Bosse, au niveau 694, où la structure du granite présente par endroits une tendance pegmatitique.

Par contre il ne semble pas justifié d'établir une liaison entre les phénomènes de contact et l'apparition dans le granite de son faciès Croix-Lambin à tendance microgrenue, riche en cordiérite altérée. En effet nous avons vu que la répartition de ce faciès ne correspond pas à une quelconque position marginale dans le massif, sauf en un point, près de la faille Sainte-Barbe, où le granite faciès Mazet présente une tendance discrète au faciès Croix-Lambin, mais dans ce cas la roche conserve le même aspect lorsque l'on s'éloigne du contact vers le Sud-Ouest.

Enfin il faut signaler quelques enclaves de micaschistes dans le granite à proximité de sa bordure. Exception faite des grands lambeaux qui marquent le contact granite des Colettes-granite de Beauvoir et dont nous reparlerons plus loin, il s'agit d'éléments peu nombreux et peu volumineux (1 m au plus). Certaines enclaves sont parfaitement conservées avec simplement un liséré noir surmicacé à leur bordure, d'autres sont entièrement transformées en amas à contour diffus finement grenu à micas noirs ou mordorés.

Exocontact — L'auréole du granite des Colettes, quand elle existe, est essentiellement une auréole à andalousite ; elle est irrégulière et se manifeste surtout au Sud du massif, dans la région du carrefour de la Bosse, et, à un moindre degré, au Nord du massif, près de la faille Sainte-Barbe.

Au Sud la coupe ouverte par le flanc est de la carrière de la Bosse montre une imprégnation des micaschistes par de l'andalousite blanc rosâtre, qui se maintient jusqu'à plusieurs centaines de mètres du contact ; au-delà, les tranchées de reconnaissance géochimique montrent sa disparition rapide. En lame mince l'andalousite se présente en porphyroblastes fissurés, associés à des tablettes de biotite, plus rarement de muscovite ; j'ai noté aussi la présence occasionnelle de cordiérite altérée.

Au Nord, sur la route nouvelle qui rejoint le hameau des Montmins à l'ancienne usine du Mazet, les micaschistes sont modifiés sur quelques mètres à partir du contact. Cette modification consiste surtout en un durcissement et un blanchiment du micaschiste qui s'enrichit en quartz ; on note également la présence de quelques plagioclases très séricitisés, de cristaux d'andalousite, de tourmaline et d'un peu de cordiérite ; (dans le cas particulier de ce contact Sainte-Barbe, la proximité de la faille et du filon ont peut-être joué un rôle dans l'enrichissement en silice). A quelques dizaines de mètres au Nord, dans une petite carrière abandonnée, existe un passage de micaschiste à biotite et andalousite en baguettes rose-violacé du plus bel effet (j'ai retrouvé le même faciès dans un lambeau de micaschistes de l'île aux Serpents, entre granite des Colettes et granite de Beauvoir, dans la carrière du Beauvoir).

En résumé l'auréole de contact du granite des Colettes est irrégulière, peu développée et se caractérise surtout par l'apparition de l'andalousite et, accessoirement, de biotite et de cordiérite.

1-2) LE GRANITE A ALBITE-LÉPIDOLITE DE BEAUVOIR.

Bien que depuis près d'un siècle les exploitants de kaolin, et leurs clients, aient reconnu aux produits extraits de la carrière de Beauvoir des qualités de blancheur et de « gras » justifiant une appellation spéciale et la réservation aux usages les plus nobles, jamais l'attention des pétrographes n'avait été attirée par les caractères de ce massif qu'ils considéraient comme une simple apophyse non différenciée du granite des Colettes. En 1946, G. CARETTE notait, le premier, la présence dans la carrière de Beauvoir, d'une « seconde phase éruptive » à laquelle il liait la venue stannifère, mais sans en préciser ni la nature ni les limites.

Dés 1959, lorsque je visitais pour la première fois la carrière de la Bosse, j'avais remarqué au contact des micaschistes, en direction de la carrière de Beauvoir, des gneiss d'un type particulier à quartz, mica blanc et feldspath lamellaire résiduel. Au cours des années suivantes, l'approfondissement de la carrière de la Bosse, de celle du Suquet et la visite de la carrière de Beauvoir me démontraient l'étendue de cette formation et son passage, en profondeur, à une « granulite » hololeucocrate à albite et mica blanc, sans biotite, grenue, ne présentant aucun point de ressemblance avec le granite des Colettes. En 1963 nous l'avions dénommé avec J.P. BONNICI, « granulite de Beauvoir ». Les études poursuivies depuis ont bien confirmé l'individualité du massif de Beauvoir, le rôle essentiel qu'il a joué dans la localisation des minéralisations en Li, Sn et Be et mis en évidence sa remarquable originalité pétrographique.

1-2-1) GISEMENT.

Le massif de Beauvoir est situé immédiatement au Sud du granite des Colettes, avec lequel il présente, en surface, un contact tangentiel, alors que, dans toutes les autres directions, il est encaissé par les micaschistes. Ses limites d'affleurements coïncident, en gros, avec celles de la carrière de Beauvoir et de l'ancienne carrière du Lac, tandis que, vers le Sud-Est, il avance une apophyse dans les micaschistes jusqu'au centre de la carrière du Suquet ; ces limites correspondent à une extension maximum du Nord au Sud et d'Est en Ouest d'environ 300 à 350 mètres, soit à une surface légèrement inférieure à une dizaine d'hectares.

Le gisement du granite à albite-lépidolite de Beauvoir apparaît comme celui d'une *coupole que l'érosion a fortement entamée*.

Vers le Nord le contact granite de Beauvoir-granite des Colettes paraît très redressé ; il est souligné par un alignement N 120 E de grands lambeaux de micaschistes bousculés et pincés entre les deux formations. L'amorce de cet alignement est bien visible vers l'Est, dans la carrière de la Bosse où un éperon micaschisteux s'enfonce en un coin, large de 10 à 30 mètres, profond d'une cinquantaine de mètres, entre les deux granites. Plus à l'Ouest cet éperon continu disparaît mais se trouve relayé par un certain nombre de lambeaux de micaschistes qui jalonnent le contact ; l'un des plus importants se trouve dans l'« île aux Serpents », pointe rocheuse justement épargnée par les exploitants de kaolin au milieu de leur carrière. D'autres encore sont visibles à la limite nord de la carrière du Lac, mais leur alignement, tout en restant parallèle au précédent, est nettement décalé vers le Nord ; comme par ailleurs, cette zone est encadrée par des brèches et filons quartzeux d'orientation N 30 à N 60 E, je pense qu'elle correspond à un compartiment faillé rejeté vers le Nord de quelques dizaines de mètres. En raison de l'importance des rejets qui couvrent tous les affleurements de cette région, il est difficile, d'analyser plus en détail cette particularité de structure.

Vers le Sud-Est et le Sud, le granite de Beauvoir plonge sous les micaschistes sous un angle apparent compris entre 40 et 70 grades.

Vers l'Est, la limite granite de Beauvoir-micaschistes est alignée du Nord au Sud ; elle coïncide, en surface, avec le mur rocheux séparant la carrière de Beauvoir de la carrière de la Bosse. Le plan de contact, d'abord très redressé, s'infléchit irrégulièrement à une dizaine de mètres de profondeur sous un angle variant entre 50 et 80 grades.

D'après les renseignements recueillis en dépouillant les archives de la Cie Minière des Montmins, on aurait retrouvé, plus à l'Est, par sondage et en fonçant le puits Saint-Jean, une roche granitique à des niveaux (636 et 650) tels qu'ils laissent espérer un adoucissement de la pente du plan de contact dans cette direction, sinon même une remontée, mais les documents ne donnent aucune précision permettant de savoir s'il s'agit de granite des Colettes ou de granite à albite-lépidolite.

Le toit de la coupole de Beauvoir est ondulé, c'est ce que montre l'examen des divers fronts de la carrière. Le plus bel exemple d'ondulation est visible dans la carrière du Suquet traversée par une ride du toit formant croupe dont l'axe est orienté N 50 E et les flancs pentés respectivement de 35 et 70 grades vers le Nord-Ouest et le Sud-Est. Au dernier niveau de la carrière de la Bosse s'amorçait une ondulation de même orientation.

Pour la commodité du texte nous les appellerons respectivement microcoupole du Suquet et microcoupole de l'Eperon.

En bref le gisement de granite de Beauvoir affecte la forme d'une coupole au toit ondulé ; cette coupole dont le sommet a été découpé par l'érosion sur une dizaine d'hectares, émerge au milieu des micaschistes sauf vers le Nord où elle est en contact tangentiel avec le batholite granitique des Colettes.

1-2-2) PÉTROGRAPHIE ET CHIMISME.

Aspect macroscopique. — La roche fraîche, non-kaolinisée et non greisénisée, est holo-leucocrate, blanc ou blanc rosé, et de structure équante : *dans un fond feldspathique assez*

finement grenu (1 à 3 mm) se détachent des *plages de quartz gris à contours arrondis ou digités* (2 à 5 mm) et des lamelles de mica blanc nacré (1 à 3 mm). Dans l'ensemble du massif, le faciès type ainsi défini du granite de Beauvoir, tout en restant toujours très reconnaissable, présente une certaine *hétérogénéité* due à une répartition irrégulière des trois principaux minéraux constituant la roche ; par exemple l'albite devient, localement, prédominante, tandis que le quartz disparaît presque complètement. Les roches de surface sont trop modifiées par la kaolinisation ou la greisénisation et la reconnaissance en profondeur encore trop limitée pour permettre de préciser l'importance de ces variations de faciès.

De plus, on peut distinguer à l'examen direct de la roche quelques minéraux accessoires : de très petits points noirs de *cassitérite*, des cristaux vert bouteille d'*apatite*, plus rarement des cristaux jaunes ou vert-acide de « *néotantalite* » auréolés de rouille et des taches orangé-brique à contour diffus qui sont indicatrices de la présence de *herdérîte*. Fréquemment la roche est traversée par des filets anastomosés de quartz qui semblent passer en continuité aux plages quartzeuses.

Aspect microscopique. — La composition minéralogique moyenne est la suivante :

Quartz	15 à 25 %	Topaze	1 à 5 %
Albite (An 0 — 3)	40 à 70 %	Béryl	traces
Feldspath potassique	5 à 15 %	Apatite	
Lépidolite	10 à 25 %	Amblygonite-Montebrazite	
		Herdérîte CaBe PO ₄ (OH, F)	
		Cassitérite	
		Microlite et tantalo-niobite	
		Mispickel, stannite, fluorine (rares)	

La texture est caractéristique : dans une trame d'albite en lattes enchevêtrées et de lépidolite en longues lamelles, toutes deux affectées d'une cataclase nette (à caractère de protoclaste) se développent des porphyroblastes de quartz, exempts de toute tension, qui corrodent les cristaux d'albite et de lépidolite et en renferment de nombreuses reliques.

L'ordre apparent de cristallisation est le suivant :

1) *Albite* et *lépidolite* semblent appartenir à la même phase de cristallisation.

L'*albite*, en lattes longues de 1 à 3 mm et larges de 0,1 à 1 mm, est finement maclée ; elle présente les caractères optiques [$\alpha = 15^\circ$ et 2V (+) très faible] d'une albite très pure. *Ses cristaux sont le plus souvent déformés* avec, parfois, des amorces de cloisonnement par une granulation d'albite (voir photo 1 — planche XIX).

La *lépidolite* est en longues lamelles souvent très déformées et même exfoliées. Elle présente un indice et une biréfringence faibles qui varient légèrement en allant du centre vers la périphérie des lamelles ; l'angle d'axe est inférieur ou égal à 20° . Certaines lames de *lépidolite* pénètrent l'*albite* et lui seraient donc légèrement postérieures.

2) La *topaze* très fréquente, en plages déchiquetées, semble s'être formée dans les interstices laissés par les lattes d'albite ; elle apparaît parfois en une association avec le mica blanc ce qui évoque sa naissance par remplacement de ce dernier.

3) Le *microcline* est relativement rare dans les niveaux supérieurs de la coupole de Beauvoir (5 % ou moins) : il devient plus abondant aux niveaux profonds reconnus par les sondages (jusqu'à 15 %) mais cet enrichissement semble toutefois indépendant de la proximité ou de l'éloignement du contact comme le montre le sondage ES 5 dans lequel le granite à albite-lépidolite titre déjà, à quelques mètres du contact, plus de 10 % de microcline. Il faudrait évidemment disposer d'une reconnaissance par sondage beaucoup plus complète et profonde pour établir la répartition véritable du microcline dans l'espace.

La *herdérîte* en plages pouvant atteindre 2 à 3 mm et en filonnets remplace tous les autres minéraux.

PLANCHE XIX

ÉCHASSIÈRES

GRANITE A ALBITE — LÉPIDOLITE DE BEAUVOIR

1. — L.M. 9 043 — L.P. $\times$ 50.

Granite de Beauvoir. Enchevêtrement de lattes d'albite déformées au cours de leur cristallisation.

Le caractère protoclastique de cette déformation est souligné par la fine granulation d'albite le long des zones de tension.

2. — L.M. 20 378 — L.P. $\times$ 25.

Granite de Beauvoir. Péciloblaste de quartz englobant et corrodant des lamelles de lépidolite et des lattes d'albite.

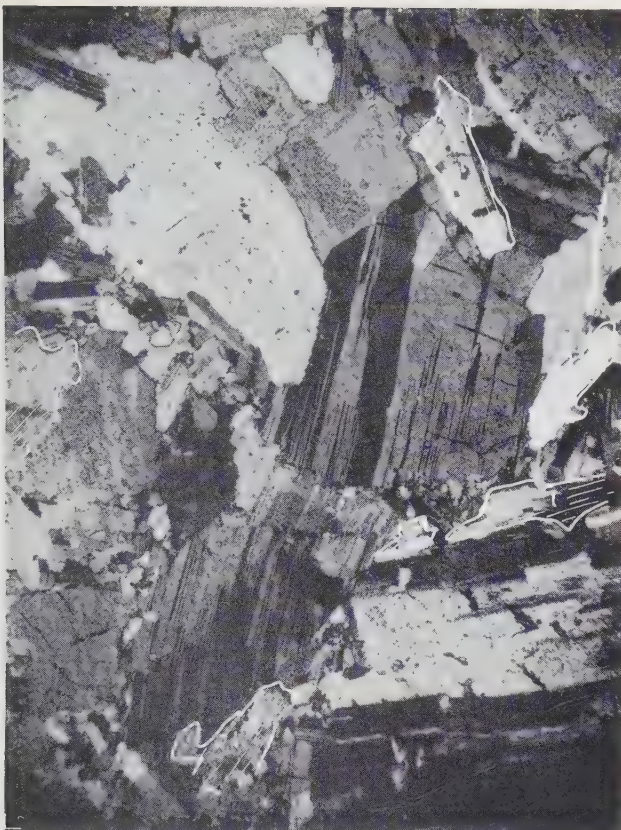
3. — L.M. 20 375 — L.P. $\times$ 25.

Granite de Beauvoir, d° 2. A noter la tendance pour le quartz à se digiter à travers le réseau d'albite et lépidolite.

4. — L.M. 17 549 — L.P. $\times$ 25.

Granite de Beauvoir, d° 2.

1



2



3



4



Albite



Quartz



Lépidolite



Cassitérite

PLANCHE XX

ÉCHASSIÈRES

GRANITE A ALBITE ET LÉPIDOLITE DE BEAUVOIR

1. - L.M. 17 549 — L.P. $\times$ 50.

Association subgraphique quartz — feldspath potassique.

2. L.M. 20 369 — L.P. $\times$ 25.

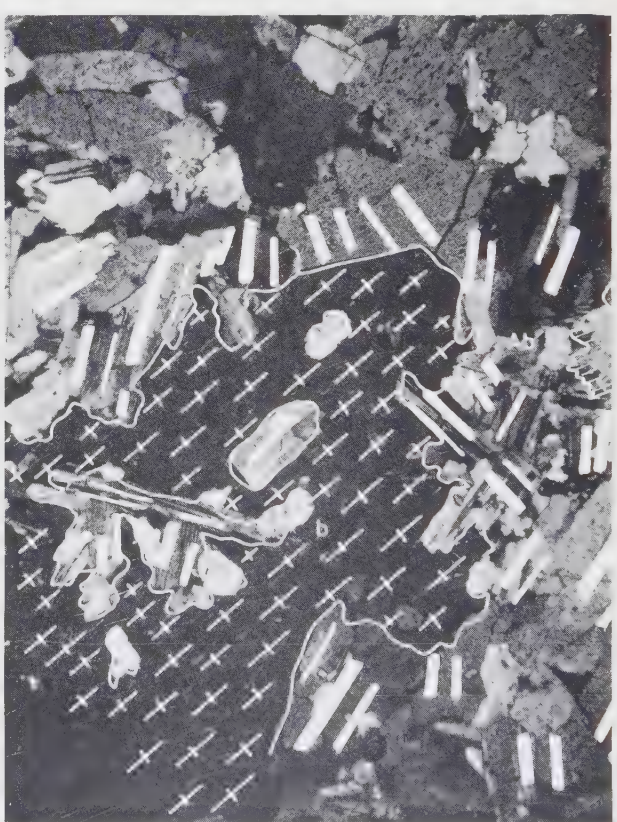
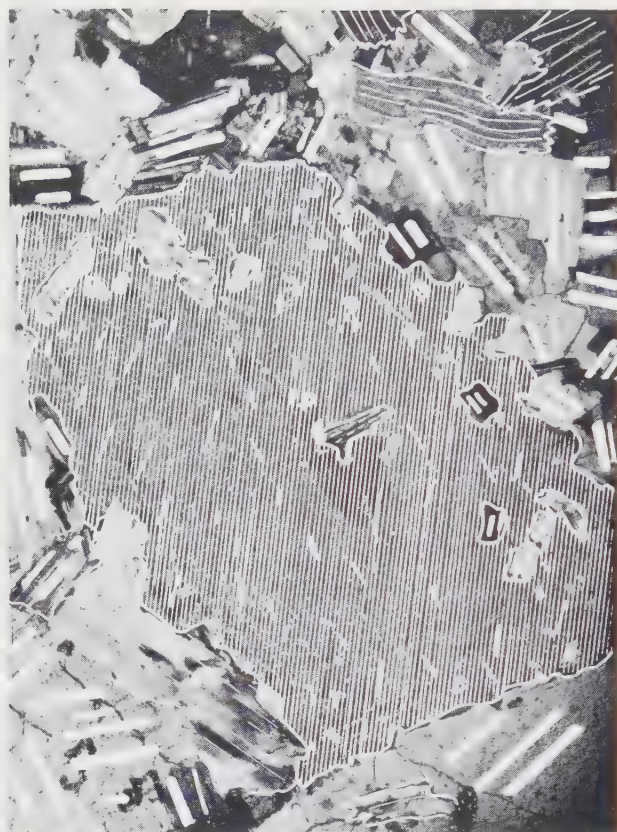
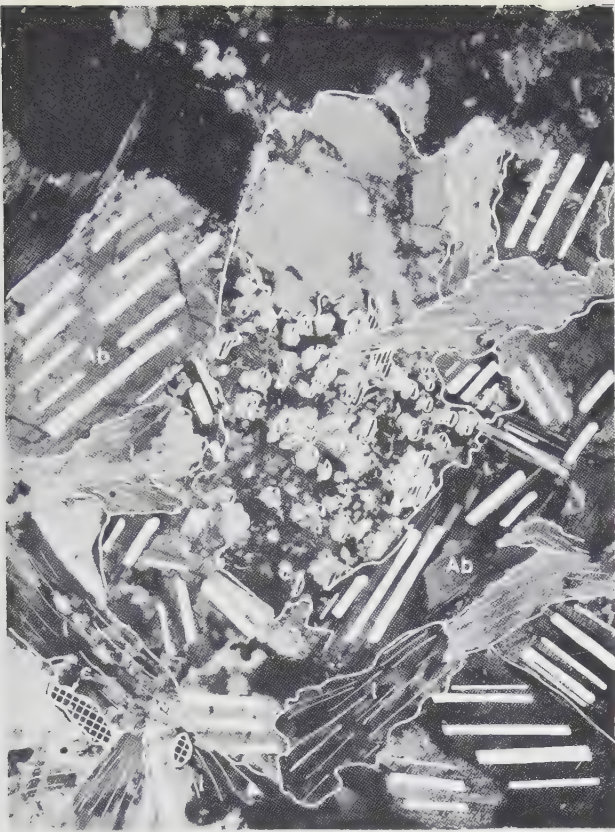
Porphyroblaste de feldspath potassique qui corrode et englobe des lattes d'albite et des lamelles de lépidolite.

3. - L.M. 23 704 — L.P. $\times$ 50.

Albite résiduelle dans feldspath potassique lui-même corrodé par le quartz d'un pœciloblaste.

4. — L.M. 9 043 — L.P. $\times$ 50.

Béryl tardif au milieu des lattes d'albite.



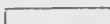
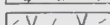
	quartz		lépidolite
	albite		cassitérite
	feldspath potassique		beryl

PLANCHE XXI

ÉCHASSIÈRES

GRANITE À ALBITE — LÉPIDOLITE DE BEAUVOIR

1. — L.M. 20 384 — L.P. $\times$ 12.

Pœciloblaste de quartz se digitant au milieu du réseau d'albite et lépidolite. Le caractère tardif de la quartzification est bien mis en évidence.

2. — L.M. 20 384 — L.P. $\times$ 50.

Détail d'une digitation quartzreuse du cliché précédent. A cette échelle elle prend l'aspect d'une veinule de type hydrothermal.

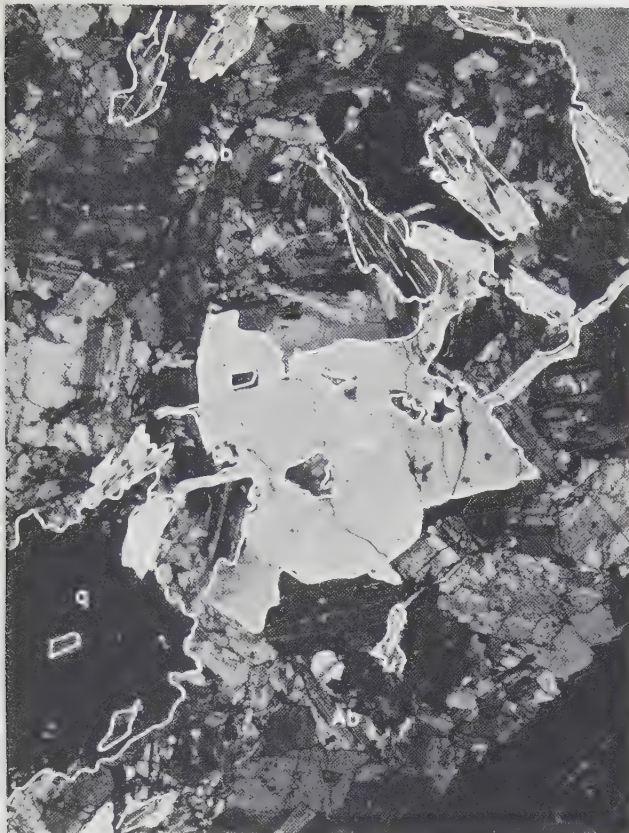
3. — L.M. 20 574 — L.P. $\times$ 12.

Veinule de quartz « concordante » qui passe latéralement aux pœciloblastes du granite.

4. — L.M. 20 363 — L.N. $\times$ 12.

Détail d'une veinule quartzreuse avec enrichissement aux épontes, dans le granite à albite et lépidolite, en cassitérite et topaze.

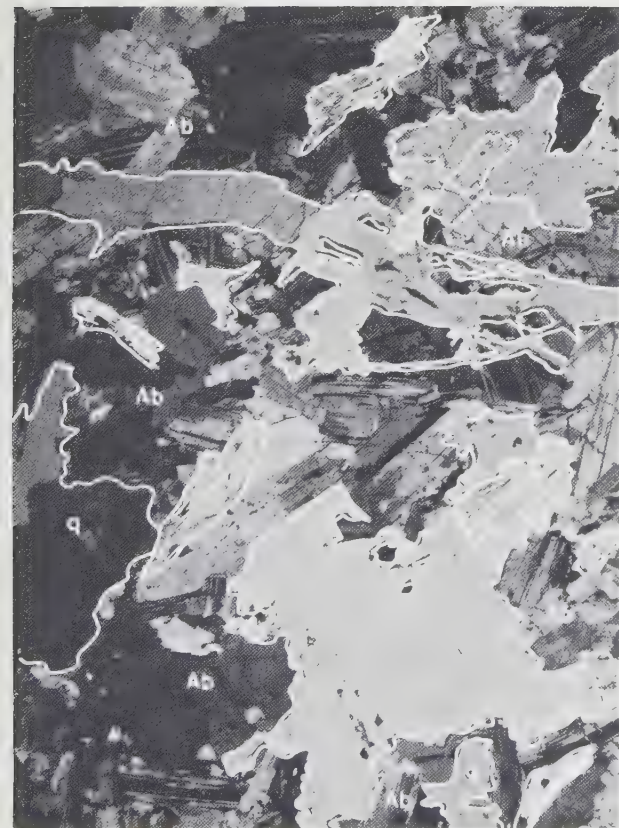
1



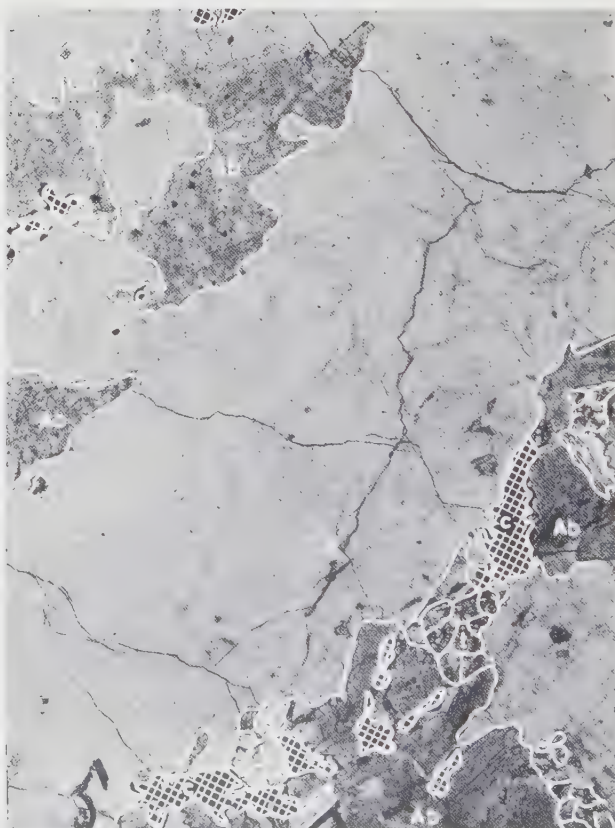
2



3



4



Ab	Albite	q	Quartz
	Lépidolite		Topaze
			Cassitérite

Ces plages et ces filonnets sont constitués d'un agrégat finement cristallin (2 à 30 μ) dans lequel on distingue souvent des formes radiées ou en gerbe. Le caractère tardif de la mise en place de la herdérîte est assez net.

L'*amblygonite-montebbrasite* en plages xénomorphes (jusqu'à 2 mm), parfois finement maclées polysynthétiquement, est surtout représentée par un terme peu fluoré de la série, proche de la montebbrasite. C'est un minéral accessoire du granite à albite-lépidolite qui en renferme, en moyenne, entre 0,5 et 1 % de son volume. Elle se présente également, comme la herdérîte, en veinules recoupant la roche.

Le *béryl* n'a jamais été rencontré jusqu'à présent dans les lames minces taillées dans le granite à albite-lépidolite de faciès normal mais, comme certains concentrés obtenus à partir du granite de Beauvoir renferment quelques petits cristaux de béryl, il est probable qu'il en contient parfois. Par contre nous avons trouvé du béryl en cristaux incolores prismatiques millimétriques dans des albitites très pures, pratiquement sans quartz, ni lépidolite (voir faciès particuliers).

La *wavellite* tapisse quelques fissures.

L'*apatite* est toujours présente, soit en granules dispersées dans la roche, soit en un réseau dentelliforme qui parcourt les cristaux d'albite d'une manière très caractéristique (planche XXII) soit enfin sous forme d'amas concrétionnés ou fibreux dont les caractéristiques optiques sont celles de la variété « dahllite ».

La *fluorine* violette est un minéral occasionnel du granite à albite-lépidolite. Elle se trouve alors en petits grains disséminés dans la roche, mais son apparition coïncide toujours avec la présence à une plus ou moins grande distance, de l'ordre de quelques mètres au plus, de fissures remplies de quartz géodique et de fluorine noire à violette, plus rarement jaune. En lame mince la fluorine remplace très nettement les cristaux d'albite en commençant par leur centre (voir planche XXII).

La « *néotantalite* » ou *microlite*, en cristaux cubiques de 0,01 à 0,5 mm ne se rencontre que dans le granite lui-même, jamais dans les veinules ou filonnets qui le recoupent.

En résumé l'examen microscopique du granite à albite-lépidolite de Beauvoir montre qu'une succession de phases est intervenue au cours de son évolution pétrographique.

— une *phase majeure à albite-lépidolite* à laquelle semble liées la microlite et la majeure partie de la cassitérite.

— une *phase à microcline* dont on retiendra qu'elle paraît relativement moins marquée aux niveaux supérieurs de la coupole.

— une *phase à quartz*, caractérisée par le développement des porphyroblastes et, probablement, des veinules et filonnets « concordants » de quartz. De petites concentrations localisées de cassitérite l'accompagnent.

— une *phase à phosphates* qui voit le dépôt, dans les vides et les fissures de la roche, de la *dahllite*, de la *montebbrasite* et de la *herdérîte*.

— des *phases plus tardives* au cours desquelles un certain nombre de modifications du granite peuvent intervenir : fluoritisation, greisenisation et, beaucoup plus tard, kaolinisation.

Dans la suite du texte, comme à Montebbras, nous désignerons *conventionnellement* l'ensemble des deux premières phases (albite-lépidolite et microcline) sous le nom de « phase alcaline » et les suivantes (quartz, phosphates, greisens) sous celui de « phase pneumatolytique ».

Composition chimique.

Les quatre échantillons choisis pour être analysés ont été prélevés en quatre points de la coupole distants de 50 à 200 m les uns des autres, à des profondeurs respectives de 10, 50, 60 et 109 m, éloignés de 7, 40, 70 et 10 m du contact avec des micaschistes. Dans les quatre cas il s'agit d'échantillons de demi-carottes de sondages, longs de un mètre et d'un poids moyen d'environ trois kilos. Il s'agit de granite non-altéré, non-kaolinisé et non-greisenisé :

TABLEAU 11

Composition chimique du granite à albite-lépidolite de Beauvoir

	ES 4-10	ES 1-50	ES 3-60	ES 5-109
SiO ₂	72,40	67,50	71,30	67,10
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	14,25	17,45	16,20	18,50
Fe ₂ O ₃	0,15	0,00	0,10	0,85
FeO	0,45	0,27	0,45	0,30
MnO	0,02	0,05	0,00	0,06
MgO	1,35	0,60	0,40	1,60
CaO	1,00	1,40	0,50	0,65
Na ₂ O	6,50	5,45	7,40	4,80
K ₂ O	1,75	2,60	1,40	3,10
Li ₂ O	0,86	1,25	0,60	1,04
P ₂ O ₅	0,55	0,90	0,10	0,49
F	0,70	1,09	0,85	2,00
H ₂ O	0,90	1,15	1,00	1,30
H ₂ O ⁻	0,15	0,20	0,10	0,15
O = F	101,03 0,29	99,47 0,45	100,20 0,35	101,94 0,88
Total	100,74	99,02	99,85	101,11

La teneur moyenne en Rb₂O est de 0,82 %, celle en Cs₂O 0,11 %.*Paramètres de Niggli*

	si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg
ES 4-10	373,05	43,19	13,12	5,52	38,17	0,00	1,20	15,08	79,52
ES 3-60	317,93	49,71	5,48	2,79	42,02	0,00	0,22	11,09	57,14
ES 5-109	310,77	50,40	15,70	3,23	30,68	0,00		29,87	70,82

Norme CIPW

	qz	or	ab	an	hy	co	ma	hm	ap
ES 4-10	24,85	10,35	54,94	1,73	4,11	1,02	0,22	0,00	1,20
ES 3-60	21,21	8,28	62,54	1,90	1,74	1,81	0,15	0,00	0,22
ES 5-109	24,96	18,34	40,57	0,00	4,00	7,24	1,16	0,05	1,10

PLANCHE XXII

ÉCHASSIÈRES

GRANITE A ALBITE ET LÉPIDOLITE DE BEAUVOIR

1. — L.M. 17 556 — L.N. $\times$ 50.

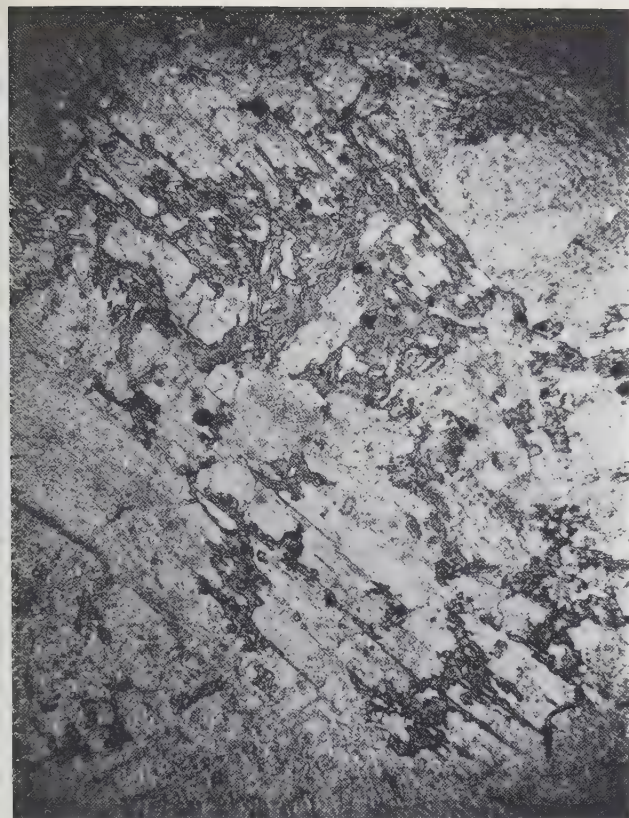
Granite de Beauvoir. Développement d'apatite en chapelet (fort relief) sur l'albite.

2. — L.M. 22 253 — L.P. $\times$ 12.

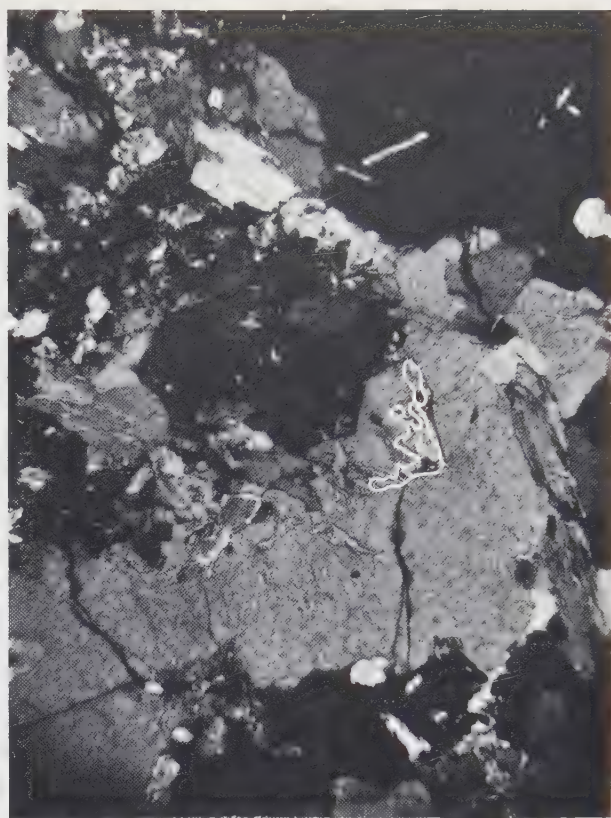
Granite de Beauvoir. Squelette de topaze résiduelle dans pœciloblaste de quartz.

3. — L.M. 20 359 — L.N. $\times$ 42 et 4 — L.M. 20 359 — L.P. $\times$ 42.

Granite de Beauvoir. Développement de fluorine sur l'albite plus ou moins altérée ; cassitérite localisée sur la lépidolite.



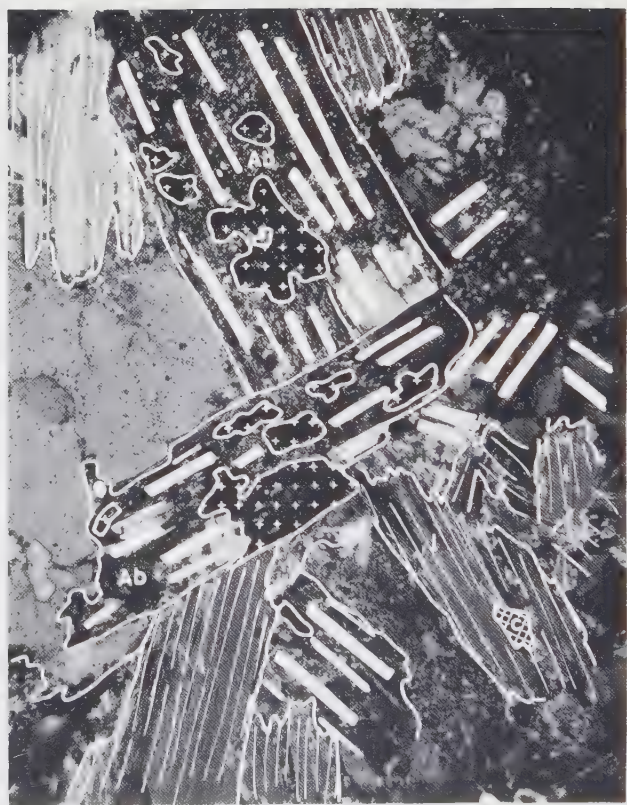
1



2



3



4

Granite à albite et lépidolite

1 - Développement d'apatite en chapelet (fort relief) sur albite

2 - Squelette de topaze résiduelle dans porphyroblaste de quartz.

3 - Développement de fluorine +++ sur l'albite plus ou moins altérée



cassitérite.



Paramètres de Lacroix

ES 4-10 I-4-1-4-1-1-2-2
 ES 3-60 — I-4-1-5-1-1-1-3
 ES 5-109 — II-4-1-4-1-1-2-1

Éléments en traces (en grammes par tonne) (*)

	P	F	Li ₂ O	Sn(1)	W	Be	Nb	Ta	B	As	Sb
ES 4-10	2300	7000	8600	1800	96	314	200	200	51		
ES 1-50	3600	10940	12500	720	82	265	200	200	20	4	4
ES 3-60	430	8540	6000	1600	312	94	100	100	12	4	
ES 5-109	2100	20000	10400	2450	61	113	100	100	63		

Les teneurs en Ga oscillent, sur des échantillons analogues, entre 50 et 100 g/t.

Les teneurs en Mo oscillent, sur des échantillons analogues, entre 2 et 6 g/t.

Définition de la roche.

Il ressort de cette description que si la qualification de granite peut en toute rigueur s'appliquer pour désigner la roche de Beauvoir, elle ne rend pas compte de son originalité exceptionnelle : association majeure et caractéristique albite-lépidolite, caractère plus tardif du quartz, cortège minéralisé remarquable, etc.

Les termes d'« alaskite » ou de « diorite quartzique à albite » proposés par A. DE ROSEN (1965) à partir d'analyses chimiques d'échantillons dont la représentativité est pour le moins discutable puisqu'ils titrent respectivement 0,86 %, 1,28 % et 1,60 % d'étain métal, ne sont pas acceptables, le premier caractérisant des roches riches en quartz et feldspath potassique (JOHANNSEN, 1952), le deuxième, défini par BECKER en 1898 désignant une diorite albitisée contenant encore des minéraux ferromagnésiens résiduels (biotite, hornblende, augite...) de l'oligoclase et des plagioclases plus basiques.

L'appellation d'« albite quartzique à lépidolite » que nous avons proposée avec A. AUTRAN et L. BURNOL (1965) traduit mieux les caractères dominants et constants de la roche : forte proportion d'albite dont le pourcentage selon la norme CIPW oscille entre 40 et 63 %, nature spéciale du mica associé, qui est toujours, dans les faciès non greisénisés, de la lépidolite, comportement particulier du quartz, en porphyroblastes dont le développement est lié à une phase tardive, distincte de la phase à albite-lépidolite etc. Cependant comme le terme d'albitite désigne généralement des roches encore beaucoup plus riches en albite, sinon monominérales, et pour respecter la nomenclature pétrographique établie qui veut qu'une roche plutonique grenue renfermant plus de 25 % de quartz et de feldspath potassique soit appelée granite, c'est celui de « *granite à albite-lépidolite de Beauvoir* » qui sera officiellement retenu, mais l'on se souviendra que contrairement à la plupart des granites à albite qui sont le résultat d'une *albitisation d'un granite*, il s'agit ici d'une *albitite granitisée* par développement de microcline et de quartz ; c'est pourquoi il nous arrivera encore fréquemment d'utiliser le terme d'« albitite », mis entre guillemets, pour la désigner*.

(*) Ces chiffres concernant les éléments en traces seront analysés dans le cadre du chapitre « géochimie » où sont groupés tous les résultats de ce type qui portent sur un beaucoup plus grand nombre d'échantillons de granite à albite et lépidolite.

(1) Ici encore, comme pour le granite des Colettes, la teneur en étain des échantillons cités est nettement plus forte que la teneur moyenne du granite à albite-lépidolite qui s'inscrit, en moyenne, entre 500 et 1500 g/t.

(*) En particulier sur les coupes de sondages qui figurent en annexe le terme d'« albitite » est toujours utilisé.

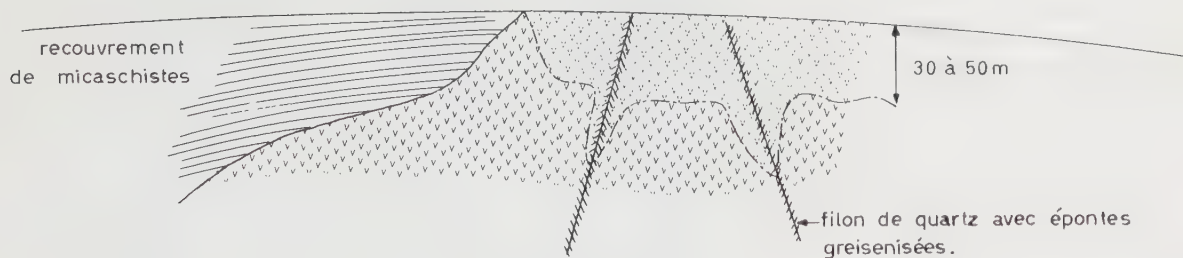


Fig.22 ECHASSIERES-

Répartition verticale schématique des zones kaolinisées
dans le granite à albite lépidolite



Les auteurs soviétiques (BEUS, SEVEROV et SITNIN, 1962) ont décrit des roches dont la composition et la structure s'apparentent à celle que nous étudions ; ils en ont établi une classification basée sur les remplacements de minéraux successifs qu'ils ont constatés à l'intérieur d'un même massif granitique et qui aboutissent, à partir de granites à biotite et oligoclase à des « granites modifiés » qu'ils appellent apogranites (apo : dérivé de) parmi lesquels des apogranites à albite et muscovite, avec porphyroblastes de quartz, tout à fait semblables à la roche de Beauvoir. Il est toutefois impossible, et nous aurons l'occasion de discuter à nouveau de ce problème, dans la mesure où nous ne connaissons pas encore à quoi passe en profondeur le granite à albite et lépidolite de Beauvoir et où, dans les limites du domaine qui nous est accessible par affleurements et sondages, le couple albite-lépidolite ne remplace aucun minéral préexistant suggérant une origine métasomatique directe, de le qualifier d'apogranite ; tel qu'il nous apparaît il s'agirait plutôt d'un épigranite.

1-2-3) KAOLINISATION.

Comme le granite des Colettes le granite à albite-lépidolite de Beauvoir est affecté largement par des phénomènes de kaolinisation ; pratiquement il présente dans tous ses affleurements, lorsqu'il n'est pas greisenisé, un faciès kaolinisé.

Par opposition au faciès analogue du granite des Colettes dont l'aspect était caractérisé par une teinte rose, une structure porphyroïde fantôme et la présence de micas noirs plus ou moins altérés, le granite de Beauvoir kaolinisé est remarquable par sa blancheur, la relative finesse de son grain et l'absence de micas noirs. Les porphyroblastes de quartz, la lépidolite et la cassitérite restent identiques à ce qu'ils sont dans le faciès non-kaolinisé ; par contre certains minéraux, comme la herdérine, disparaissent presque complètement par lessivage.

Nos sondages montrent :

1) que la kaolinisation du granite de Beauvoir disparaît avec la profondeur. Au-delà de 30 ou 40 mètres on ne retrouve plus que des passages kaolinisés sporadiques, surtout localisés à proximité de filons de quartz géodique ou de brèche quartzeuse. Par exemple dans le sondage ES 4, autour d'un filon bréchique quartzeux, entre 49,37 et 50,50 m, se situent un premier passage de granite kaolinisé de 43 à 44 m d'une part et un deuxième passage de 50,50 à 51,69 m d'autre part. Aux niveaux plus profonds de ce sondage, des filons semblables ne s'accompagnent d'aucune trace de kaolinisation dans la roche encaissante (voir fig. 22).

2) que, lorsque le granite à albite-lépidolite n'affleure pas et qu'il est recouvert par une couche de micaschistes de quelques dizaines de mètres, il n'est pas kaolinisé. C'est le cas de la microcropole mise à jour par les derniers niveaux de la carrière de la Bosse sous une couverture de micaschistes d'une vingtaine de mètres à peine.

3) que la minéralisation en cassitérite et en lépidolite ainsi que les teneurs en fluor et en bore sont absolument indépendantes de l'état kaolinisé ou non du granite à albite-lépidolite.

Ces trois faits, joints aux observations analogues faites sur le même sujet à propos du granite des Colettes, nous conduisent à avancer les hypothèses suivantes :

— La kaolinisation du massif d'Echassières s'est accomplie essentiellement à partir des affleurements, « per descensum ». Elle a été favorisée le long des zones de fracturation, aux niveaux desquelles il est possible que la rencontre des eaux superficielles et d'eaux thermales ascendantes ait pu jouer un rôle.

— Son extension maximum en profondeur est de l'ordre de 30 à 50 m à partir de la surface sauf à proximité de quelques filons de quartz et de brèche quartzreuse le long desquels la kaolinisation a pu se poursuivre plus profondément avant de disparaître complètement.

— L'hypothèse d'une origine « pneumatolytique » de la kaolinisation semble devoir être rejetée ; aucune liaison directe avec les éléments ou les minéraux dits « pneumatolytiques » n'ayant été mise en évidence.

1-2-4) FACIÈS PARTICULIERS.

Le granite à albite-lépidolite de Beauvoir, en dépit d'un aspect général caractéristique constant, présente à l'intérieur du massif des différences de faciès locales, dues le plus souvent à une variation dans la proportion de ses minéraux constituants principaux. La répartition spatiale de ces divers faciès n'apparaît pas contrôlée d'une manière très précise (certains se rencontrent aussi bien en bordure qu'au cœur du massif), nous les décrirons donc dans un ordre arbitraire.

1-2-4-1) *Granite à albite-lépidolite à grain fin.*

Localisation. — Le sondage ES 1 a traversé sur quelques mètres, à proximité du sommet de la coupole un granite à grain fin que les sondages voisins ES 2 et ES 4 n'ont pas retrouvé. Nous avons reconnu une roche de même type à la limite d'une lentille pegmatitique au milieu du granite de Beauvoir.

Description. — Macroscopiquement la roche ne diffère du granite à albite normal que par son grain nettement plus fin (inférieur à 1 millimètre), une richesse en cassitérite relativement plus forte et la présence de quelques points de stannite. Au microscope on retrouve la même structure caractéristique des lattes d'albite et des lamelles de lépidolite au milieu desquelles se développent les porphyroblastes de quartz.

1-2-4-2) *Albite sans quartz.*

Localisation. — Nous avons rencontré ce type de roche d'une part près du contact avec les micaschistes, dans une zone très localisée (quelques mètres) au dernier niveau de la carrière de la Bosse, d'autre part à la fin du sondage ES 3 à partir de 62 m.

Description. — Il s'agit d'une albite presque monominérale qui ne contient pratiquement pas de quartz et peu de lépidolite. En lame mince les lattes enchevêtrées d'albite, très fortement déformées et cataclasées sont recimentées par une granulation plus fine d'albite. Dans l'échantillon examiné, l'albite représentait près de 95 % de la roche, le reste étant constitué d'un peu de quartz, de lépidolite, d'apatite en chapelet sur les cristaux d'albite et d'une plage de *béryl* corrodant et englobant l'albite.

La teneur en Na_2O d'un échantillon de ce type, en provenance de la carrière de la Bosse, est de 10,1 %.

1-2-4-3) GRANITE A ALBITE-LÉPIDOLITE ET FLUORINE.

Nous avons déjà signalé que la fluorine pouvait apparaître comme minéral accessoire dans le granite de Beauvoir. Localement, et toujours à proximité des fissures à remplissage de quartz et fluorine, elle peut être assez abondante (1 à 2 % de la roche) pour modifier sensiblement l'aspect normal de la roche et justifier une appellation particulière. C'est le cas dans le sondage ES 4 vers 94,70 m et 97, 50 m.



La coupole du Suquet

-  Greisen lépidolite - quartz - topaze
-  - greisen quartz lépidolite
-  - greisen ultra-micacé à gros grain.

1-2-5) LES GREISENS INTERNES.

Le massif de granite de Beauvoir renferme un certain nombre de formations de greisens dont l'importance paraît grande aux affleurements en raison de l'altération et du lessivage plus faciles des faciès non greisenisés alors que les coupes de sondages en roche fraîche montrent qu'elles interviennent pour 5 à 10 % seulement de la partie reconnue du massif.

Selon leur gisement on peut distinguer trois catégories de greisens :

- 1) des greisens de bordure ;
- 2) des greisens associés aux filons de quartz ou d'une manière plus générale à la fissuration de la roche ;
- 3) des greisens sans localisation contrôlée apparente.

1-2-5-1) *Greisens de bordure ; l'endocontact de la coupole.*

La zone d'endocontact de la coupole de Beauvoir est marquée par la présence fréquente de greisens, alors que, dans l'exocontact, nous verrons en traitant des relations du granite à albite-lépidolite avec les micaschistes et le granite des Colettes, qu'ils sont rares.

La description de ces greisens se confond avec celle, plus générale, des modifications que peut subir le granite à albite-lépidolite sur sa bordure ; nous prendrons donc comme exemple les coupes des deux microcoupoles du Suquet et de l'Eperon.

a) *Coupole du Suquet.*

Cette coupole secondaire, dans le toit de la coupole principale de Beauvoir, est bien visible dans la carrière du Suquet.

En partant du toit de micaschistes qui sont ici très fracturés et rubéfiés, on observe la succession suivante :

- un *liseré de quartz centimétrique* qui peut d'ailleurs faire défaut.
- un *greisen à grain fin à lépidolite-quartz-topaze* de couleur blanc à légèrement mauve. Ce greisen contient également de nombreuses inclusions de *cassitérite* noire qui, au contact même, s'alignent parallèlement à lui. Par endroits la richesse en lépidolite est telle que l'on peut parler d'une « lépidolitite ». Ailleurs des noyeux quartzeux centimétriques se développent au milieu du greisen.

La puissance de cette formation de greisen à grain fin est variable ; au Sud de la coupole elle atteint localement jusqu'à 2 mètres ; ailleurs elle se réduit à quelques décimètres ou même disparaît. Nous avons retrouvé ce même type de greisen à lépidolite à grain fin sur le parement sud de la carrière de Beauvoir dans une zone où existe, comme au Suquet, une amorce de coupole secondaire dans le toit du granite à albite-lépidolite.

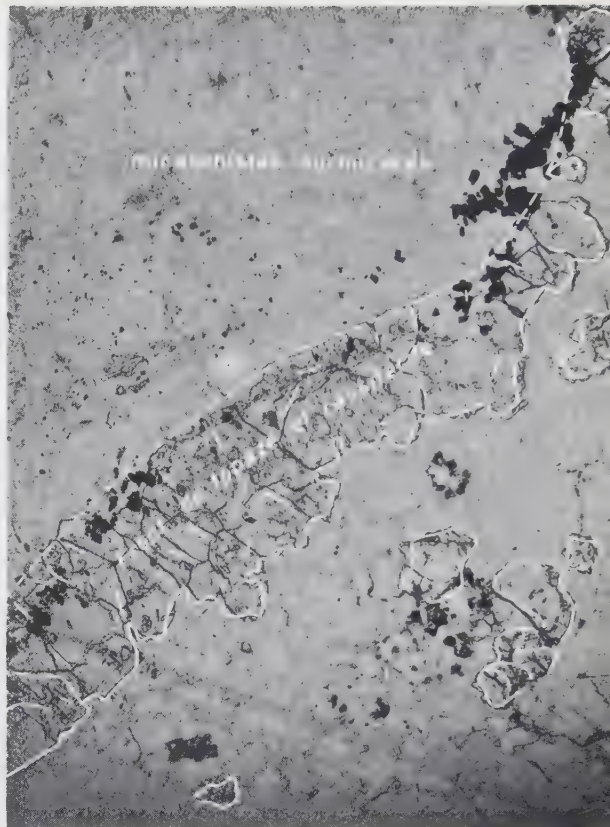
Au microscope la roche apparaît constituée d'un agrégat de grains de quartz et de lamelles de micas blancs de petite taille d'aspect juvénile (inférieurs à 0,5 mm) dans lequel se détachent des plages dentelées et fragmentées de topaze. Le contact lui-même est souligné par un enrichissement en topaze dont les cristaux constituent un front presque continu, précédé lui-même par un liseré millimétrique de cristaux losangiques de cassitérite (voir pl. XXIV).

Le greisen à grain fin contient jusqu'à 3,8 % de Li_2O , 0,25 % de Sn et 150 g/t de Be. Sa teneur en F atteint 2 à 3 %.

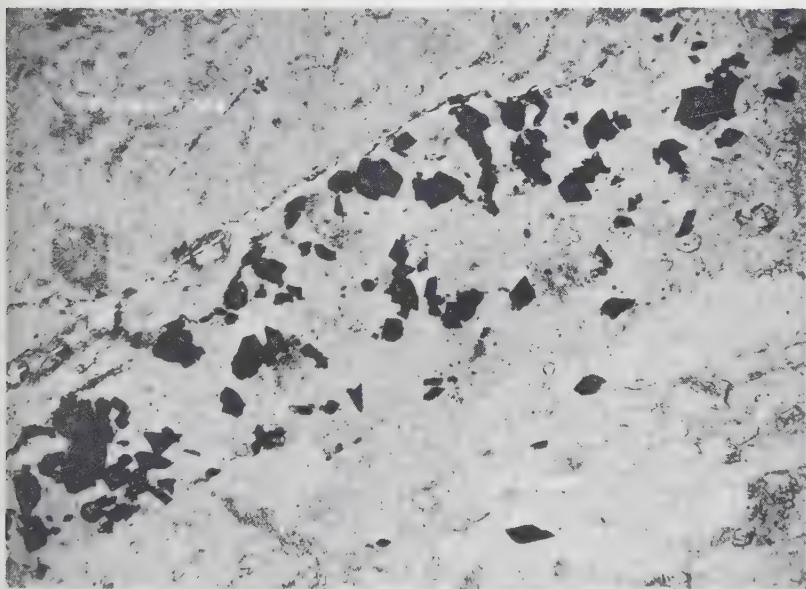
- un *greisen à quartz-lépidolite à grain moyen ou gros* de couleur claire, contenant de nombreux feldspaths résiduels plus ou moins kaolinisés. En profondeur ce greisen passe progressivement au granite à albite-lépidolite kaolinisé puis au granite à albite-lépidolite



1



3



2

ÉCHASSIÈRES

MICROCOUPOLE DU SUQUET

1 et 2. — L.M. 22 255 — L.N. $\times 12$ et L.N. $\times 50$.

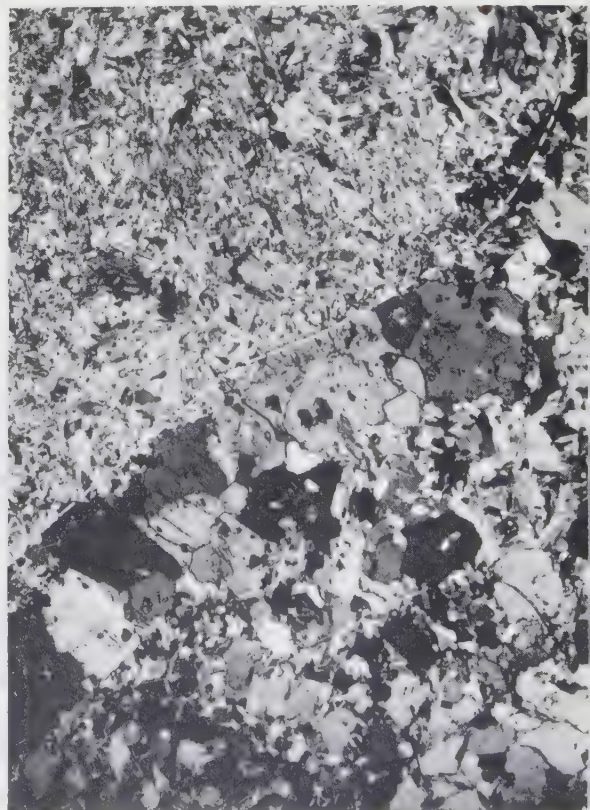
Contact entre le granite de Beauvoir et les micaschistes. On note :
— du côté des micaschistes un enrichissement en mica blanc et un appauvrissement en quartz.

— du côté du granite la formation d'un greisen à lépidolite, quartz, topaze et cassitérite.

Le contact lui-même est souligné par un chapelet de cristaux de cassitérite.

3 et 4. — L.M. 22 244 — L.N. et L.P. $\times 25$.

Autre aspect du contact micaschistes-granite ici souligné par un « front » de topaze et cassitérite au toit du greisen à lépidolite et quartz. La vue en lumière polarisée (4) montre la disparition, à l'échelle microscopique du litage des micaschistes envahis par des micas blancs souvent disposés en gerbe.



4

normal (voir sondage ES 3). La puissance de la formation de greisen de ce type est de l'ordre de quelques mètres à une vingtaine de mètres.

Au microscope on distingue encore nettement la structure du granite à albite-lépidolite primitif dont les feldspaths sont très fortement kaolinisés ou remplacés par des micas blancs sauf lorsqu'ils sont inclus dans un porphyroblaste de quartz. Le quartz est abondant ; la lépidolite, en grandes lamelles, est également remplacée, mais à un degré moindre que les feldspaths, par des micas blancs à grain fin.

Ce type de greisen contient environ 1 % de Li_2O , 0,08 à 0,10 % de Sn et 50 à 80 g/t de Be.

— un *greisen gros-grain ultra-micacé*, de couleur sombre, gris à gris noirâtre avec des taches brunâtres, disposé en enclaves anguleuses de petites dimensions (20 à 30 cm) dans le greisen à quartz-lépidolite. La plupart des blocs de greisen de ce type sont localisés à l'aplomb d'une petite faille qui décroche de quelques mètres le contact granite à albite-lépidolite-micaschistes. Leur gisement évoque celui d'une brèche de fracture.

Au microscope la roche apparaît constituée essentiellement de deux types de micas blancs ; de grandes lamelles (2 à 4 mm) plus ou moins déformées d'un mica blanc à réfringence et biréfringence relativement basses, à clivages rouillés, se détachant au milieu d'un agrégat de petits micas blancs souvent disposés en assemblages rayonnés. D'après les seuls caractères optiques (toujours très discutables lorsqu'il s'agit de micas) le mica blanc en grandes lamelles serait de la lépidolite, et le mica en agrégat de la muscovite. Il y a un peu de cassitérite.

Ce greisen contient jusqu'à 3,3 % de Li_2O , 0,15 % de Sn et 100 g/t de Be.

b) *Coupole de l'Eperon la Bosse* (planche XXVI 1 et 3).

La microcoupole de l'Eperon la Bosse se trouve aujourd'hui dans la partie noyée de la carrière de la Bosse. En 1962, avant l'abandon de cette carrière, on pouvait y observer des greisens de types variés dont quelques uns seulement ont été retrouvés par les sondages pourtant très voisins, ES 1, ES 2 et ES 4.

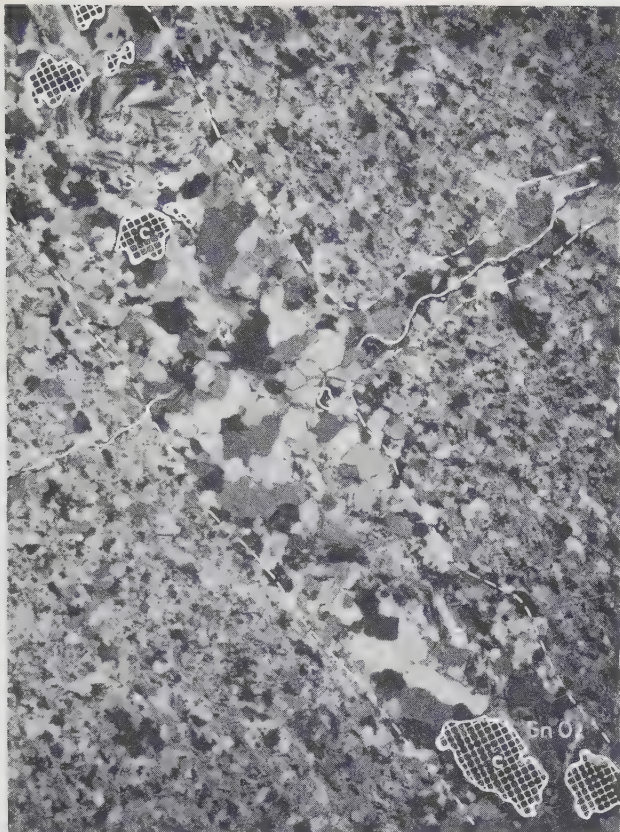
1°) *Greisens à quartz-cassitérite et à quartz-muscovite verte-cassitérite.*

Ils sont localisés au sommet de la coupole, près des micaschistes au contact desquels ils forment une couche dont la puissance peut atteindre localement plus d'un mètre. L'aspect général (voir planche XXVII-3) est celui d'un quartz grisâtre, craquelé, plus ou moins riche en amas millimétriques ou centimétriques de cassitérite noire ; par endroits la cassitérite représente jusqu'à 25 à 30 % de la roche. Ce greisen contient en outre quelques zones micacées brunâtres.

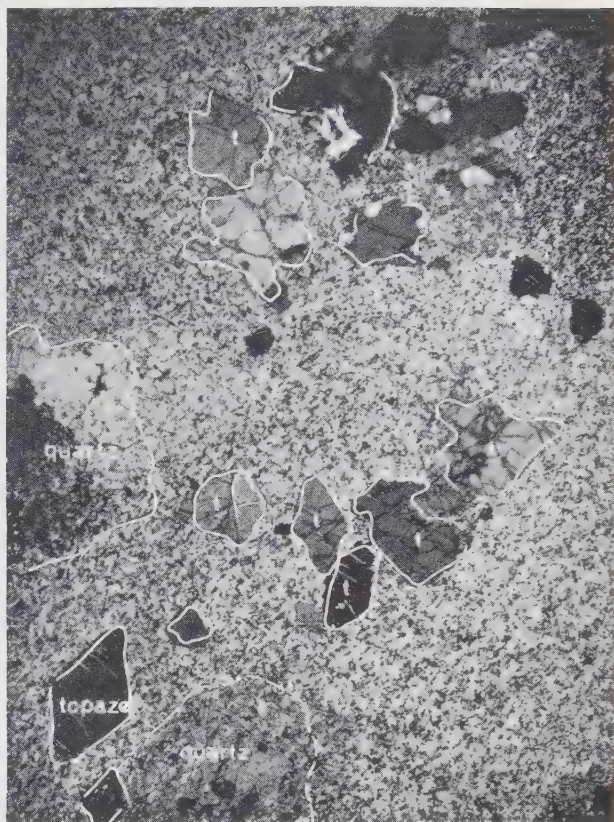
Au microscope le *quartz*, apparaît en un assemblage grossièrement grenu de plages xénomorphes riches en impuretés. La *cassitérite* est répartie en amas discontinus et fragmentés de cristaux sans forme nette atteignant 0,5 mm, cimentés par des micas blancs fins ; parfois elle est remplacée par de la « varlamoffite ». Les micas sont de deux types, d'une part des micas en lamelles, d'autre part des micas blancs plus fins souvent disposés en sphérolites. La *topaze* est fréquente, toujours à l'état de plages déchiquetées. Quelques grandes plages d'apatite complètent la paragenèse.

A ce type de greisen on peut associer des greisens à *quartz-muscovite verte* et cassitérite que l'on rencontre dans les mêmes conditions de gisement et qui passent latéralement les uns aux autres.

Il faut noter dans ces deux types de greisen la présence occasionnelle de *stannite* et de *mispickel* en mouches millimétriques alors que sulfures et arséniosulfures sont presque totalement absents dans le reste du massif de Beauvoir.



1



2

ÉCHASSIÈRES

1. — L.M. 22 256 — L.P. $\times 12$.

Microcroupole du Suquet. Micaschistes au toit de la coupole, traversés par un filonnet de quartz à cassitérite qui profite d'une fissure secondaire pour se digiter.

2. — L.M. 9 030 — L.P. $\times 12$.

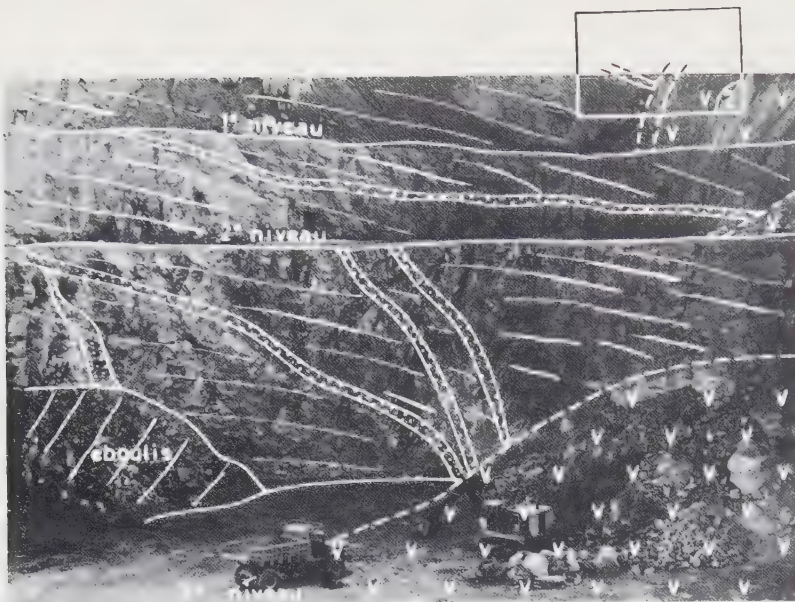
Microcroupole du Suquet. Greisen à topaze-lépidolite au mur du contact micaschistes granite de Beauvoir. On distingue encore quelques plages résiduelles de poëciloblastes de quartz du granite presque entièrement remplacé. La lépidolite est très finement cristallisée ; elle est d'un type différent de la lépidolite en grandes lamelles du granite de Beauvoir.

3. — L.M. 14 485 — L.N. $\times 11$.

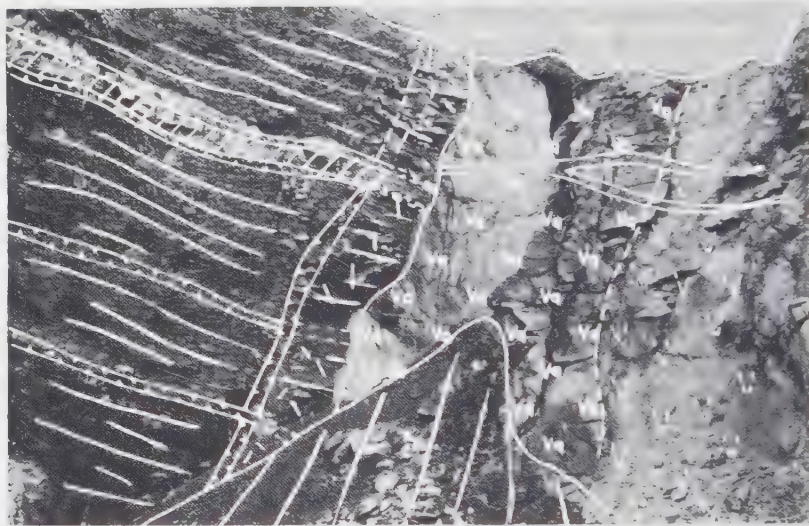
Stockwerk de la Bosse. Veine de cassitérite au cœur d'un filonnet d'aplite albitique non loin du contact des micaschistes avec le granite de Beauvoir.



3



Quartier S.W. 1



- Quartier S.W. 2

-  micaschistes -
-  micaschistes riches en biotite et topaze -
-  granite à albite - lépidolite
-  - granite à albite - lépidolite kaolinisé
-  - granite à albite - lépidolite greisenisé
-  - albitite très pure -
-  greisen quartz - cassitérite
-  - greisen quartz - topaze
-  - filon de greisen à épontes de quartz à wolframite
-  - filon de quartz à wolframite
-  - filon d'aplite -
-  filon de quartz.



2°) *Les greisens à quartz-topaze.*

Les greisens à quartz-topaze ne sont généralement pas éloignés de plus d'une dizaine de mètres de la zone de contact granite à albite-lépidolite-micaschistes, c'est le cas dans la coupole de l'Eperon et à l'extrémité ouest de la carrière de Beauvoir où ils forment des amas de plusieurs dizaines de mètres cubes ; toutefois le sondage ES 4 a recoupé un greisen à quartz-topaze à une cinquantaine de mètres du contact, dans le granite à albite-lépidolite.

Ces types de greisens sont caractérisés par leur couleur blanche, leur dureté et leur aspect finement saccharoïde. Généralement on y distingue des noyaux quartzueux millimétriques qui rappellent les porphyroblastes du granite à albite-lépidolite (planche XVIII-4) ; parfois les fissures de ces greisens sont tapissées d'une fine pellicule mauve de fluorite ; enfin ils contiennent souvent quelques points de cassitérite.

Au microscope le *quartz* se présente sous deux formes : en porphyroblastes identiques à ceux du granite à albite-lépidolite normal et dans lesquels on distingue encore des reliques de feldspaths ou de micas, ou bien en plages polycristallines développées dans les interstices de la roche, aspect qui souligne le caractère tardif de cette génération de quartz.

La *topaze*, qui constitue jusqu'à 70 % du greisen, forme des plages grenues hétérogènes dont la partie centrale est à grain fin (0,02 mm) et salie par de nombreuses impuretés, tandis que les cristaux des parties externes sont beaucoup mieux développés (jusqu'à 1 mm) et plus limpides.

Les minéraux accessoires habituels des greisens à quartz-topaze, sont la *lépidolite* en gerbes rayonnées dans de petites géodes, l'*apatite* en plages finement cristallines à contours dentelés, et la *cassitérite* en très petits cristaux losangiques.

3°) *Greisen à béryl.*

Ils sont très rares et toujours localisés à moins de quelques mètres du contact granite à albite-lépidolite-micaschistes.

Généralement, il s'agit de béryl incolore à blanc, en agrégats prismatiques rayonnés, associé à un peu de quartz et de topaze. Les cristaux les plus longs atteignent 2 à 3 mm. Ces agrégats forment des nids de quelques décimètres au milieu du granite à albite-lépidolite ou des autres greisens. (voir planche XXVII)

Plus rarement, le béryl, en cristaux centimétriques blanchâtres, est associé à de l'apatite vert-bouteille pour former un greisen fissural très localisé (voir planche XXVII. 3).

Dans les deux cas le béryl ne présente aucun signe d'altération et, en particulier, il n'est jamais associé à de la hercynite.

4°) *Greisen à topaze-apatite-muscovite-montbrasite-hercynite.*

C'est seulement dans la coupole de l'Eperon, à une dizaine de mètres en dessous du contact granite à albite-lépidolite-micaschistes, que nous avons rencontré ce type de greisen où se trouvent réunis un certain nombre de minéraux caractéristiques des roches modifiées du granite à albite-lépidolite de Beauvoir. D'extension très limitée ce greisen forme un amas d'environ un mètre cube.

Il s'agit d'une roche d'aspect hétérogène, à grain variable (du millimètre au centimètre), de couleur jaune clair à gris, parsemée de taches verdâtres ou rougeâtres et de gerbes micacées. A l'œil nu seules l'apatite vert-bouteille à éclat gras et la muscovite sont reconnaissables.

En lame mince les minéraux apparaissent dans l'ordre de succession suivant :

La *topaze* constitue 30 à 40 % de la roche. Elle se présente en cristaux millimétriques, fréquemment fissurés et disloqués, corrodés et remplacés par tous les autres minéraux. Les inclusions gazeuses sont abondantes.

PLANCHE XXVII

ÉCHASSIÈRES

COUPOLE DE BEAUVOIR — LES GREISENS

1. — L.M. 10 283 — L.P. $\times$ 50.

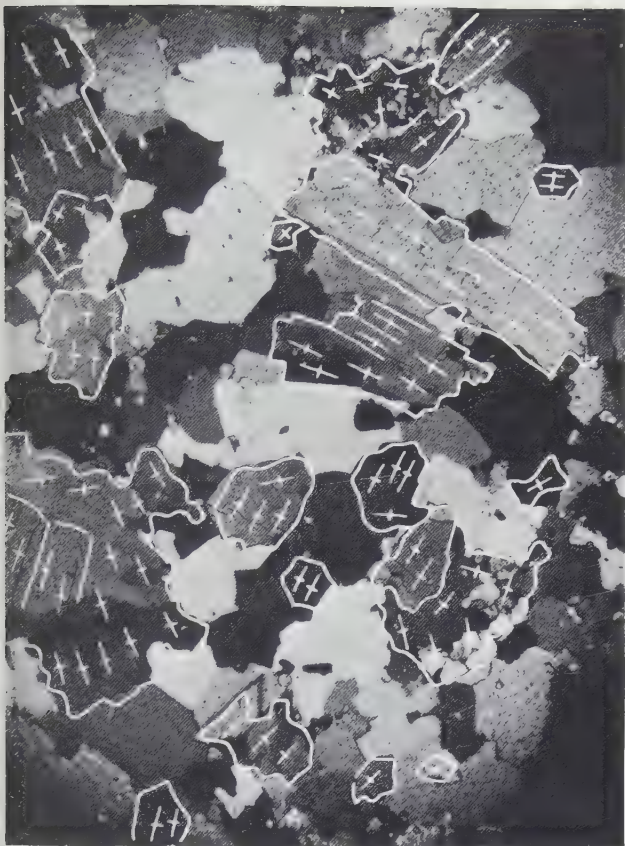
Greisen à quartz et béryl.

2. — L.M. 10 283 — L.P. $\times$ 50.

Greisen à quartz et béryl au contact du granite à albite. Les cristaux de béryl englobent et corrodent ceux d'albite.

3. — Carrière de la Bosse. Echantillon de greisen à béryl blanc, apatite colorée en vert et rouge et muscovite verdâtre.

4. — Sondage E S 4. Echantillon de carotte au contact des micaschistes et du granite à albite — lépidolite de Beauvoir : greisen à quartz-cassitérite. Au contact immédiat il existe un greisen quartzo-micacé, sans cassitérite visible, qui semble être le résultat d'une modification du micaschiste lui-même.



1



2



3



4

PLANCHE XXVIII

ÉCHASSIÈRES

COUPOLE DE BEAUVOIR. — GREISENS

1. — L.M. 17 573 — L.P. $\times$ 50 et 2. — L.M. 18 716 — L.P. $\times$ 50.

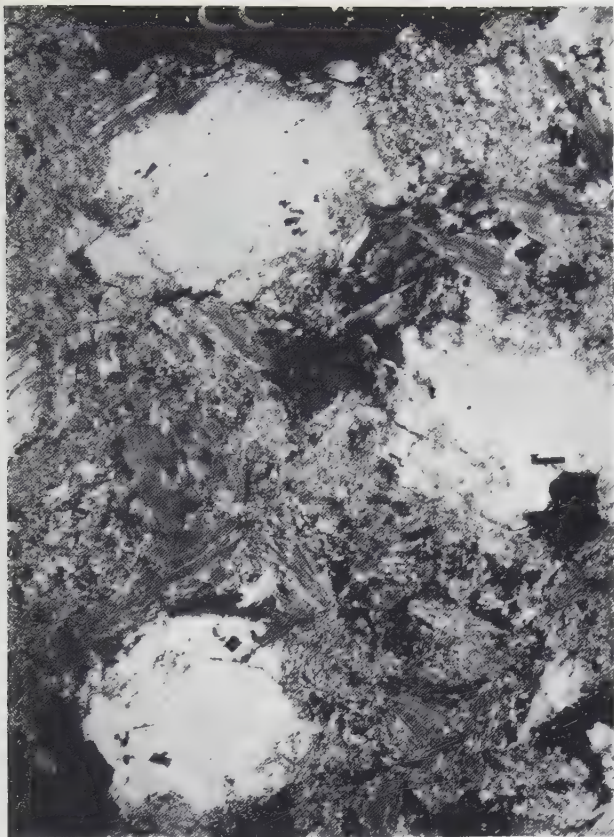
Aspects microscopiques des greisens quartzo-micacés du granite de Beauvoir. On reconnaît les grandes plages pœciloblastiques de quartz et quelques lamelles résiduelles de lépidolite du granite à albite — lépidolite aux dépens duquel s'est développé le greisen.

3. — L.M. 14 488 — L.P. $\times$ 50.

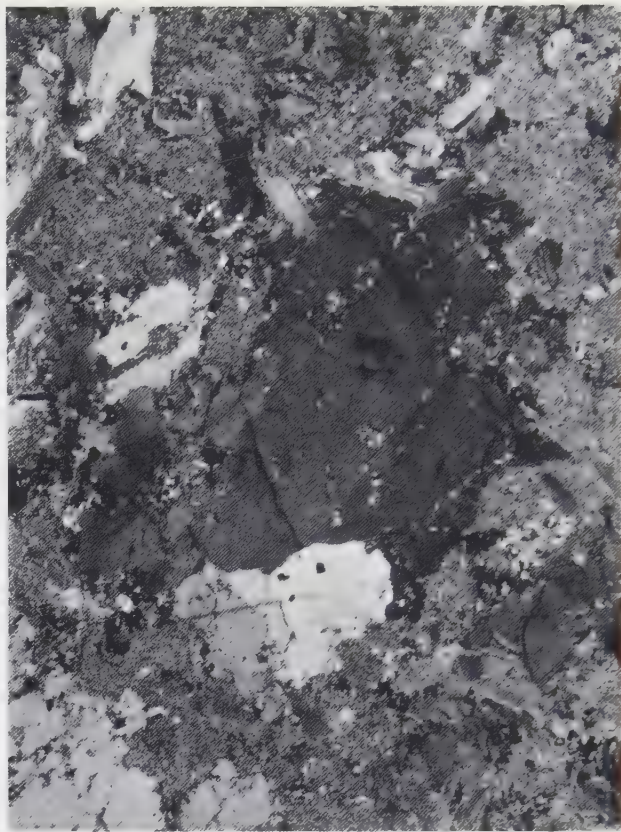
Greisen à topaze — apatite et montebrasite. La montebrasite en grandes plages (gris nuancé) cimente et recoupe les cristaux d'apatite (gris noir) et ceux de topaze (gris moyen ou blanc et clivages).

4. — L.M. 23 702 — L.N. $\times$ 50.

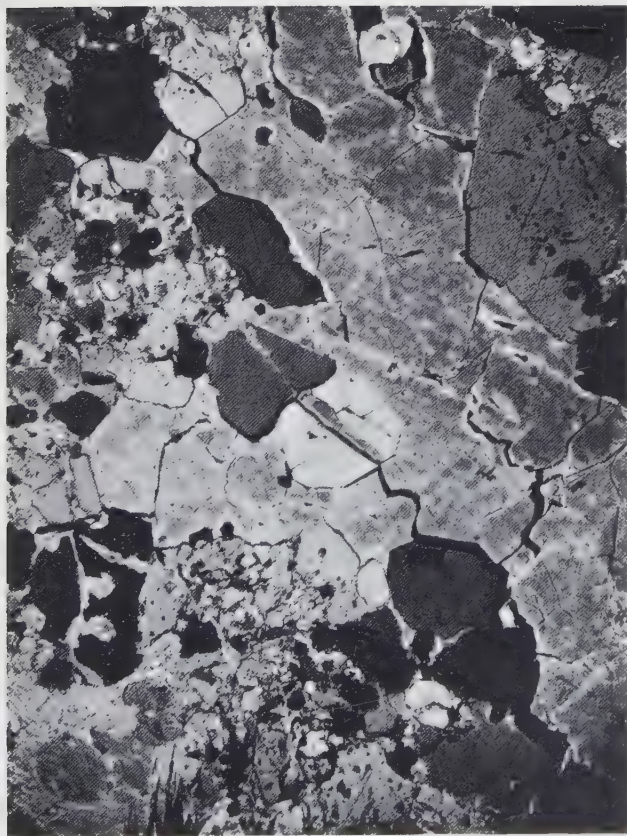
Greisen à quartz-topaze. La topaze grenue enveloppe les pœciloblastes de quartz de l'ancien granite à albite-lépidolite.



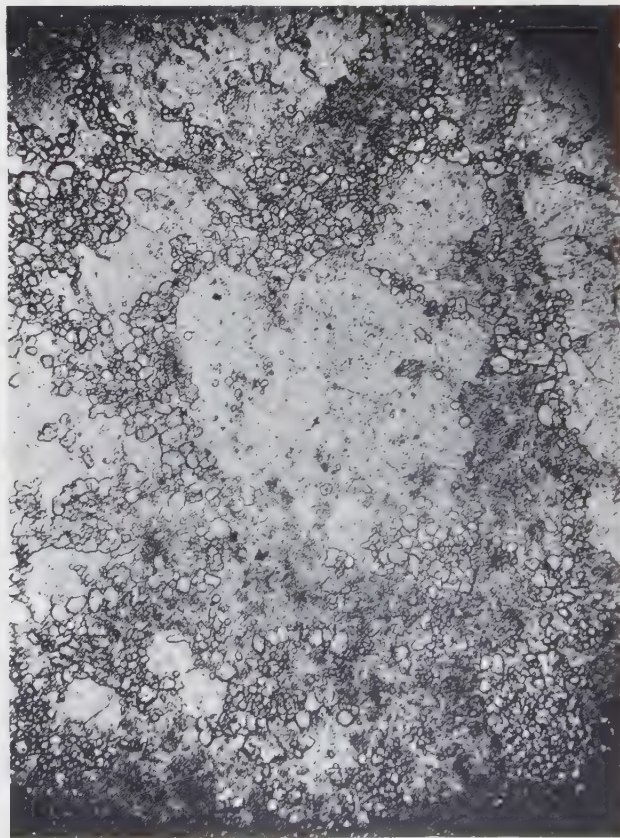
1



2



3



4

L'*apatite* représente également 30 à 40 % du greisen. Elle est en grandes plages à contours hexagonaux, englobant de nombreux éléments de topaze.

La *muscovite* en agrégats centimétriques rayonnés occupe les vides laissés par la topaze et l'*apatite*. Localement, elle représente jusqu'à 25 % de la roche.

La *montebrasite* et la *herdérite* apparaissent comme les minéraux les plus tardifs de l'association. La *montebrasite* se développe dans les fissures de la roche en plages mono ou polycristallines légèrement craquelées qui atteignent jusqu'à 2 ou 3 millimètres ; elle recoupe nettement les cristaux de topaze et d'*apatite* (voir planche XVIII-3). La *herdérite* se présente en plages et veinues très finement cristallisées.

Accessoirement le greisen à topaze-apatite-muscovite et *montebrasite* renferme des mouches de *stannite* et, dans quelques petites géodes, des cristaux de fluorine (0,1 mm) enrobés dans de l'*apatite zonée*.

5°) *Greisens quartzo-micacés.*

Sous ce terme je désignerai le type de greisen le plus fréquent dans le massif de granite à albite-lépidolite. On le rencontre dans la zone de bordure mais aussi à proximité des filons de quartz internes.

Il s'agit d'une roche claire, grenue, parfois vacuolaire, dans laquelle on distingue de petits noyaux quartzeux et des lamelles micacées blanches millimétriques cimentées par une pâte micromicacée incolore ou légèrement mauve ou verdâtre.

Au microscope on retrouve facilement la structure du granite à albite-lépidolite de Beauvoir dont dérivent ces greisens, d'autant que des termes de passages existent dans lesquels les reliques d'albite sont nombreuses tandis que les *porphyroblastes de quartz et les grandes lamelles de lépidolite* plus ou moins corrodées nagent dans un fond de fines paillettes micacées et de quartz grenu ; ces paillettes micacées sont des muscovites peu ou pas lithinifères. Par ailleurs on retrouve dans les greisens quartzo-micacés la plupart des minéraux accessoires du granite à albite-lépidolite ; en particulier la cassitérite ou la microlite ne semblent pas affectées par la greisénisation quartzo-micacée, cependant que l'*apatite* et la topazé sont localement plus abondantes, de même que la *herdérite* ou l'*amblygonite-montebrasite*.

Enfin dans des géodes fissurales de cette zone de bordure on trouve des nids de très belles lépidolites en agrégats rayonnés de lamelles centimétriques blanches à l'éclat nacré.

1-2-5-2) *Greisens associés aux filons de quartz.*

a) *Greisens quartzo-micacés.*

Le massif du granite à albite-lépidolite de Beauvoir est traversé par un très grand nombre de filons et filonnets de quartz qui développent généralement à leurs épontes des *greisens du type quartzo-micacé* sur plusieurs mètres de puissance.

De très beaux exemples de tels greisens sont visibles dans les carrières de Beauvoir et du Lac où ils forment des massifs alignés qui restent en relief au milieu de l'exploitation du granite à albite-lépidolite kaolinisé (fig. 23 et planche XV). L'un des plus importants se situe dans le secteur sud de la carrière principale ; il est orienté N 50 E, puissant de 30 à 40 mètres, haut d'une vingtaine de mètres et se suit en direction sur près d'une centaine de mètres. Ce massif de greisen ne contient pas de gros filons de quartz mais un grand nombre de filets quartzeux parfois légèrement mauves ; il est également caractérisé par l'abondance de joints et diaclases orientées N 40 à N 50 E et pentées à 70 grades vers l'Est.

Des passages de greisen de même type ont été recoupés par les divers sondages traversant le granite à albite-lépidolite de Beauvoir (voir coupes de sondages et fig. 24).

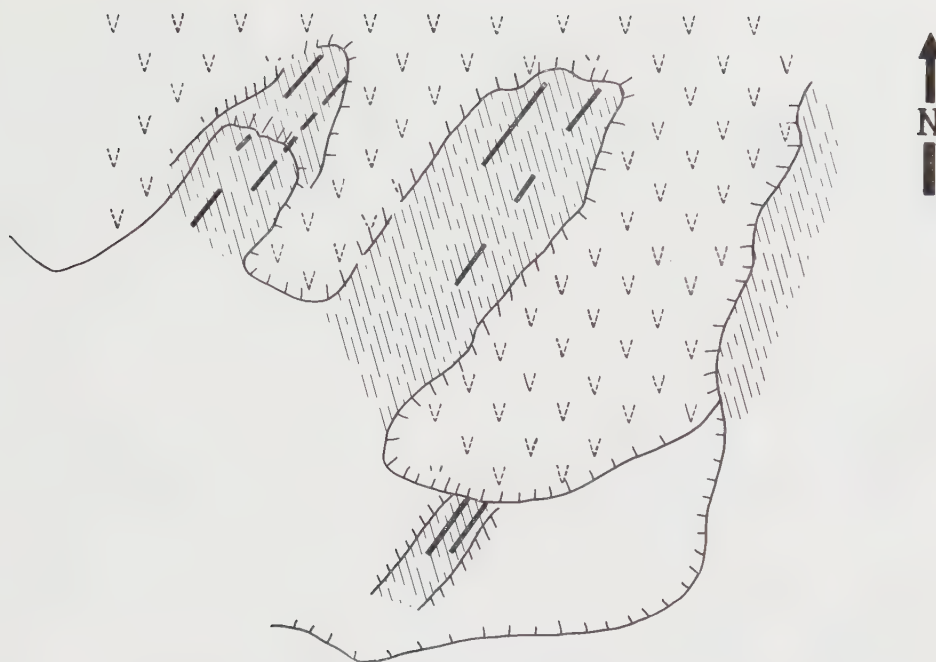


Fig-23 -CARRIERE DE BEAUVOIR-
Secteur Sud

Distribution des greisens quartzo-micacés autour des filons de quartz



Filons de quartz



Greisen quartzo-micacé



Granite à albite-lépidolite Kaolinisé

0 20 m

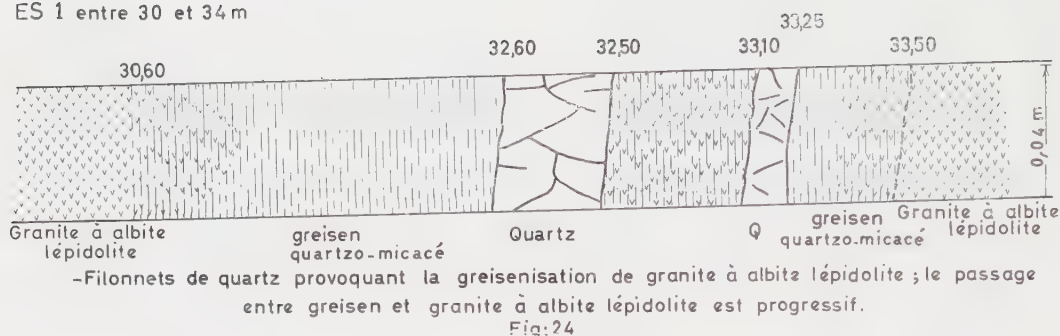
L'aspect général de ces greisens quartzo-micacés est celui d'une roche compacte à vacuolaire, de couleur grise parfois légèrement mauve ou verdâtre dans laquelle on distingue de nombreux éléments quartzeux (2 à 3 mm), quelques lamelles de lépidolite (2 à 3 mm), une pâte finement micacée, et, plus rarement, quelques points de cassitérite.

L'aspect microscopique est assez variable bien que la composition et la structure de base soient toujours caractéristiques : de grandes plages de quartz parmi lesquelles on reconnaît d'anciens porphyroblastes du granite à albite-lépidolite, avec ou sans reliques d'albite, sont noyées dans une masse de micas finement cristallisés, sans ordre ou en micro-agrégats rayonnés qui corrodent et pénètrent les plages de quartz à partir de leurs bordures et de leurs fissures (voir planche XXVII 1 et 2).

Généralement il subsiste également des lamelles de lépidolite déchiquetées.

Cette composition type peut subir quelques variations : présence de feldspaths résiduels, de topaze, de filonnets de quartz en peigne autour desquels la greisénisation micromicacée est encore plus intense, de cassitérite en cristaux losangiques et de plages de herdélite ou d'amblygonite-montebbrasite.

ES 1 entre 30 et 34 m



ES 4 entre 41,80 et 50 m

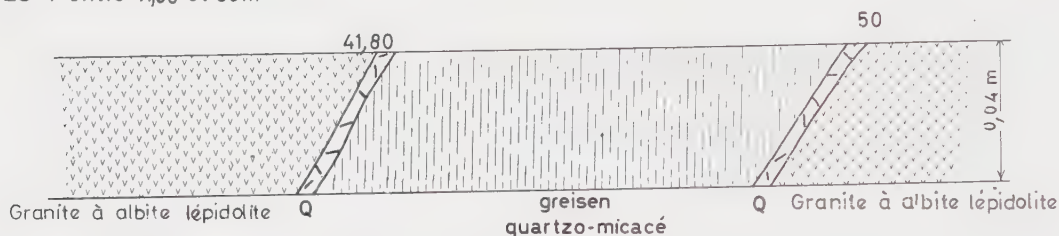


Fig-24 bis - greisen quartzo-micacé encadré par filonnets de quartz.

Composition chimique.

TABLEAU 12

Composition chimique des greisens quartzo-micacés

	1	2
SiO ₂	71,50	69,90
Al ₂ O ₃	15,50	18,20
Fe ₂ O ₃	0,40	0,20
FeO	0,45	0,45
TiO ₂	indosable	0,03
MnO	0,05	0,07
CaO	1,80	0,70
MgO	indosable	indosable
Na ₂ O	0,70	1,30
K ₂ O	3,85	6,30
Li ₂ O	0,86	0,10
Rb ₂ O	1,09	
Cs ₂ O	0,18	
P ₂ O ₅	1,00	0,45
H ₂ O ⁼	0,50	0,05
H ₂ O ⁺	2,55	2,30
	100,43	100,05

1. — Greisen quartzo-micacé dans lequel la structure du granite à albite-lépidolite est bien conservée, et où les reliques sont nombreuses.

2. — Greisen quartzo-micacé vert, pauvre en résidus granitiques.

Eléments en traces (en grammes par tonne)

	P	F	Li ₂ O	Sn	W	Be	Nb	Ta	B	As	Mo
ES 4-20	4200	8600	8600	1100	32	239			104		
ES 4-135	440	2500	1395	320	12	10				2	
ES 4-140	2000	3250	1000	450	14	13				2	2

On remarquera que, par rapport au granite à albite-lépidolite non greisé, les greisens quartzo-micacés sont généralement plutôt appauvris en éléments en traces. Il se confirme donc bien que la minéralisation principale n'est pas fondamentalement liée à la greisénisation quartzo-micacée comme cela est le cas généralement dans les gisements d'étain, lithium, molybdène, tungstène etc... mais qu'elle lui est antérieure. On peut souligner l'indifférence du comportement de l'étain, du fluor, du niobium et du tantale par rapport à cette phase, la quantité de lithium diminue dans la mesure où la lépidolite est plus remplacée ; seul le béryllium montrerait, localement une certaine tendance à l'enrichissement.

b) *Greisens micacés verts avec ou sans topaze.*

Le sondage ES 4 a traversé de 141,65 à 145 m et de 150 à 157 m, encadrant un filon de quartz géodique et bréchique, deux zones d'un greisen à grain fin, micacé à talqueux, de couleur vert clair à vert foncé, sillonné par des veinules de quartz, qui, lorsqu'elles sont abondantes, peuvent lui donner un aspect de brèche. Localement il y a passage à des greisens quartzo-micacés du type précédent.

Par endroits, et spécialement vers 153 m, les greisens micacés verts prennent une allure plus hétérogène encore ; on y distingue à l'œil : des plaquettes micacées de couleur foncée, une pâte talqueuse plus claire et des nuages tourbillonnaires de feldspath rose. Ailleurs j'ai noté, quelques amas lenticulaires (5 à 10 cm selon le plus grand axe) de feldspath sodi-potassique.

Au microscope la roche apparaît essentiellement constituée de plaquettes millimétriques de *muscovite*, formant ou non des agrégats, d'une *pâte cryptocristalline micacée* et de quartz en proportion nettement subordonnée sauf lorsqu'il y a beaucoup de filonnets secondaires. Vers 151 m la roche est enrichie en *topaze* grenue, déchiquetée, corrodée et remplacée par les deux types de micas ; elle peut représenter jusqu'à 10 % de la roche. La *montebrasite* est parfois présente, de même que la *cassitérite*, notamment vers 153 m, et la *herdérite*.

Le feldspath est occasionnel ; macroscopiquement il apparaît en agrégats de cristaux millimétriques à demi-centimétriques d'aspect juvénile, présentant parfois des sections losangiques nettes. L'examen microscopique montre qu'il s'agit d'un feldspath potassique, caractérisé par la présence de petites macles guillochées et accompagné par quelques touffes rayonnées de mica blanc (probablement lépidolite) ; il est fréquemment remplacé par des micas blancs fins et, également, par du quartz (voir ES 4 142) ; par contre il paraît postérieur aux tablettes de muscovite.

Eléments en traces

	P	F	Li ₂ O	Sn	W	Be	Nb	Ta	As	Mo
ES 4-150	560	>10000	1850	398	44	369	<200	<200	2	2
ES 4-153	360	3500	7600	1528	48	346	«	«	2	2
ES 4-155	560	3250	1240	577	22	320	«	«	2	4

On note, comme dans les greisens quartzo-micacés, une certaine indifférence du comportement des éléments rares sauf en ce qui concerne le béryllium qui marque un net enrichissement dans cette formation, ceci pouvant être également dû à sa plus grande fissuration.

Quelle est l'origine de ces greisens micacés verts ? Compte tenu de leur localisation, à l'aval de l'éperon de micaschistes, et de leur aspect fréquemment bréchique, on pouvait penser qu'il s'agissait d'anciens blocs de micaschistes, prolongement en profondeur de l'éperon qui sépare en surface le granite de Beauvoir de celui des Colettes, qui auraient été profondément transformés ; dans cette hypothèse on aurait pu s'attendre à ce que la teneur en tungstène soit beaucoup plus élevée. Nous pensons plutôt qu'il s'agit d'« ultragreisens », greisens quartzo-micacés dans lesquels la phase micromicacée a effacé jusqu'aux porphyroblastes de quartz du granite à albite-lépidolite primitif.

1-2-5-3) *Greisens sans localisation contrôlée apparente.*

Beaucoup plus rares sont les greisens ne présentant de relations apparentes ni avec une position privilégiée en bordure de coupole, ni avec des filons ou filonnets de quartz traversant le massif, ou plus généralement avec un système quelconque de fissuration. Il s'agit de quelques amas centimétriques à décimétriques de greisens gris, quartzeux ou finement micacés, à contours arrondis qui apparaissent comme des bouffères au milieu du granite à albite-lépidolite (ES 1 51,50 — 58,50 ; ES 4-55) (voir fig. 25).

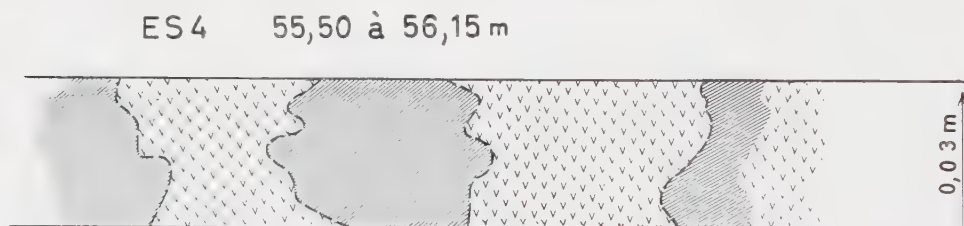


**Fig.25. Greisen micacé gris en nuage dans le granite
à albite - lépidolite**

Au microscope les greisens micacés gris se révèlent constitués essentiellement de petites lamelles allongées d'un mica blanc à biréfringence nettement plus basse que la muscovite normale. L'échantillon examiné (ES 4-55, 10), montrait en outre de nombreuses petites plages de herdérite disposées le long des fissures du greisen.

En résumé les greisens internes du massif de Beauvoir se répartissent en deux grands groupes :

- des *greisens de bordure* — à quartz, quartz-cassitérite, quartz-lépidolite-topaze, quartz-topaze, béryl, topaze-apatite-muscovite-montebrazite qui apparaissent comme des greisens *relativement précoces*, et auxquels sont liées des concentrations notables en éléments rares : étain, lithium, fluor...

- des *greisens quartzo-micacés* dont la formation est liée à la mise en place des filons ou filonnets de quartz, et plus généralement, à la fissuration du massif. Cette *greisenisation quartzo-micacée est plus tardive*, elle se développe aux dépens du granite à albite lépidolite de Beauvoir dont elle conserve fréquemment la structure, elle est « stérile » et *n'est la source d'aucun enrichissement* en éléments rares si ce n'est, dans une certaine mesure, en ce qui concerne le béryllium ; on constate en effet des concentrations relativement fortes de herdérite dans quelques passages de greisen quartzo-micacé ; le mécanisme de ces concentrations nous échappe car, ailleurs, la herdérite semble liée à une phase plus précoce de l'évolution de la roche.

1-2-6) RELATIONS AVEC LE GRANITE DES COLETTES — Le faciès de contact.

Il est important pour comprendre l'évolution du massif d'Echassières et de ses minéralisations, de préciser les relations existant entre le granite des Colettes et le granite à albite-lépidolite de Beauvoir : différenciation de l'un à partir de l'autre, indépendance, antériorité ou postériorité relatives ?

Coupes.

a) en surface l'examen de la zone de contact entre le granite à albite-lépidolite de Beauvoir et le granite des Colettes est difficile :

— du côté de la carrière de la Bosse les deux roches sont séparées par l'éperon de micaschistes dont la puissance, bien qu'allant diminuant avec l'approfondissement, atteignait encore plus de dix mètres au dernier gradin.

— du côté de la carrière de Beauvoir, il ne subsiste plus que de rares lambeaux de micaschistes à la limite des deux formations et il est possible de suivre la zone de contact, mais les roches sont si intensément kaolinisées que toutes les observations sont délicates et qu'il n'est pas question de les contrôler à l'échelle microscopique.

Le fait le plus remarquable dans cette zone est un enrichissement net en kaolin, tandis que quartz et micas y deviennent plus rares sinon absents ; les exploitants parlent de pegmatite mais cette appellation n'est absolument pas justifiée par une augmentation quelconque du grain de la roche.

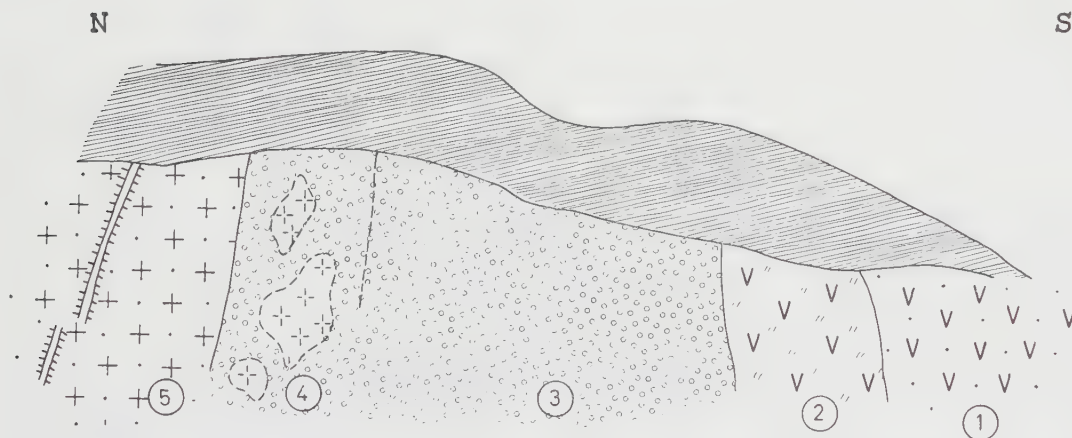
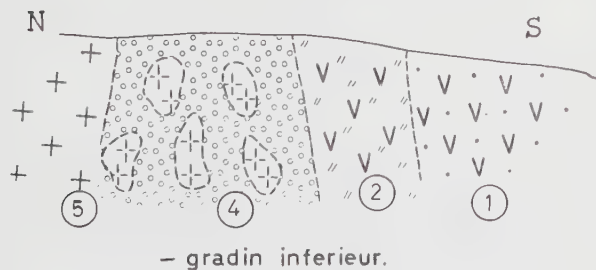


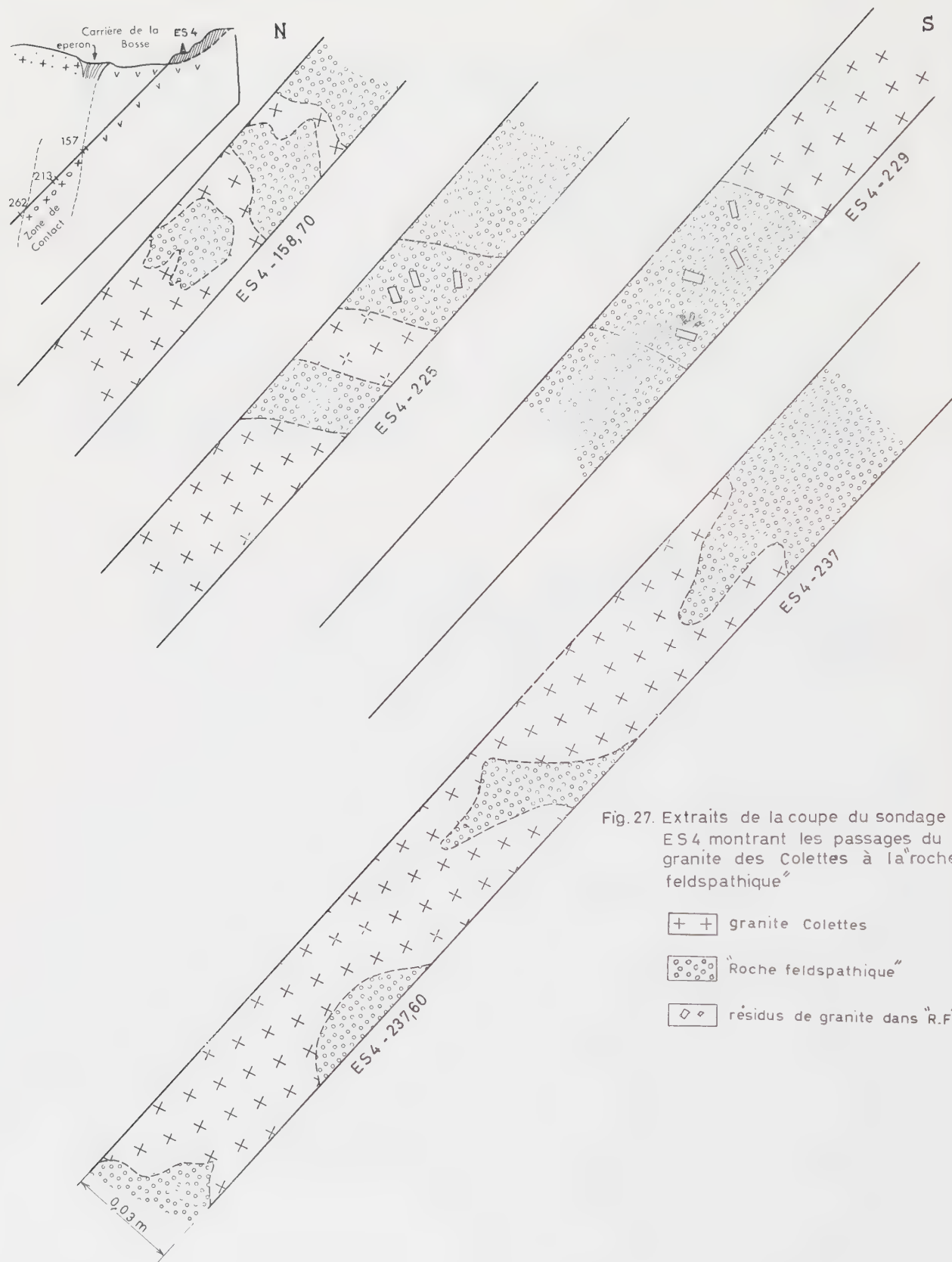
Fig. 26. Carrière de Beauvoir — Parement est — gradin supérieur (août 1964)

Contact granite de Beauvoir - granite des Colettes.



— gradin inférieur.

- | | |
|---|---------------------------------------|
| ① | granite de Beauvoir kaolinisé. |
| ② | greisen à grain fin. |
| ③ | "roche feldspathique" kaolinisée |
| ④ | "roche feldspathique" kaolinisée avec |
| | residus de granite des Colettes. |
| ⑤ | granite des Colettes kaolinisé. |



Sur les coupes schématiques que j'ai relevées le long des parements Est de deux gradins différents de la carrière de Beauvoir, on note, en allant depuis le granite à albite-lépidolite vers le granite la succession suivante :

- 1) granite à albite-lépidolite kaolinisé ;
- 2) 2 à 4 m de greisen finement grenu à quartz, muscovite jaune à verdâtre et résidus d'albite largement kaolinisée. En lame mince cette roche rappelle tout à fait certains faciès de greisens situés immédiatement sous le toit de la coupole de l'éperon ;
- 3) 0 à 8 m d'une roche très feldspathique, pauvre en micas et en quartz et très kaolinisée ;
- 4) 2 à 3 m d'une « brèche » dans laquelle on distingue des blocs à contours diffus, colorés en jaune rouille, d'une roche kaolinisée mais contenant des amas de micas brunâtres et parfois des fantômes quadrangulaires de feldspaths, noyés dans la même roche feldspathique toujours kaolinisée ;
- 5) granite des Colettes kaolinisé traversé par plusieurs filonnets verticaux de quartz blanc avec greisen vert aux épontes et affectés de nombreux rejets horizontaux.

A la vue de ces coupes la roche très feldspathique apparaît comme essentiellement formée aux dépens du granite des Colettes, au contact du granite à albite-lépidolite de Beauvoir.

b) les sondages ES 4 et ES 5 ont permis de reconnaître, à des niveaux suffisamment profonds pour que les phénomènes de kaolinisation n'affectent plus les roches, la zone de contact granite de Beauvoir, granite des Colettes (fig. 27 et coupes des sondages).

Ils font apparaître dans cette zone une alternance de passages granitiques, type granite des Colettes, et d'une roche feldspathique dans laquelle on distingue fréquemment des reliques du granite des Colettes.

Quelle est la nature et quelle est la signification de cette roche feldspathique ?

Macroscopiquement, le faciès le plus courant est celui d'une roche brun-rose, rose à blanc-rose, dont il est difficile d'apprécier le grain, les minéraux ne présentant pas de contours très nets. Les feldspaths représentent 60 à 90 % de la roche ; les micas, brun doré, sont rares ; le quartz est en proportion variable, il se dispose en porphyroblastes isolés ou formant des chaînes qui s'anastomosent à travers les plages de feldspaths.

Les contacts avec le granite des Colettes (voir coupes de sondages et planche XXIX) présentent toujours un aspect semi-progressif : les limites sont floues, il y a des récurrences, des avant-postes de feldspathisation sous forme de lentilles plus ou moins digitées dans le granite et, inversement, des résidus du granite, petits plagioclases verts ou amas micacés noirs, dans la roche feldspathique.

Tout semble donc indiquer qu'il y a eu remplacement du granite des Colettes par le matériel feldspathique.

Quant aux rapports de cette roche feldspathique avec le granite à albite-lépidolite de Beauvoir nous n'avons pu les analyser d'une manière précise ; en général les deux roches sont séparées par des passages de greisen quartzeux ou quartzo-micacés. On retiendra qu'il existe (voir sondage ES 4 vers 160 m et 176 m) au sein même du granite à albite-lépidolite des passages de roche feldspathique identiques à ceux que l'on trouve dans la zone de contact et qu'ils contiennent dans leur partie centrale, des éléments du granite des Colettes. Il se confirmerait donc que la roche feldspathique est bien le résultat d'une métasomatose du granite des Colettes sous l'influence du granite à albite-lépidolite. Cette modification intéresse aussi bien les enclaves du granite des Colettes dans le granite de Beauvoir (cf. sondage ES 4) que le granite des Colettes lui-même et ceci, irrégulièrement, sur quelques mètres ou quelques dizaines de mètres au delà du contact (cf. sondage ES 5).

PLANCHE XXIX

ÉCHASSIÈRES

CONTACT GRANITE DES COLETTES — GRANITE DE BEAUVOIR

1. — Sondage ES4.

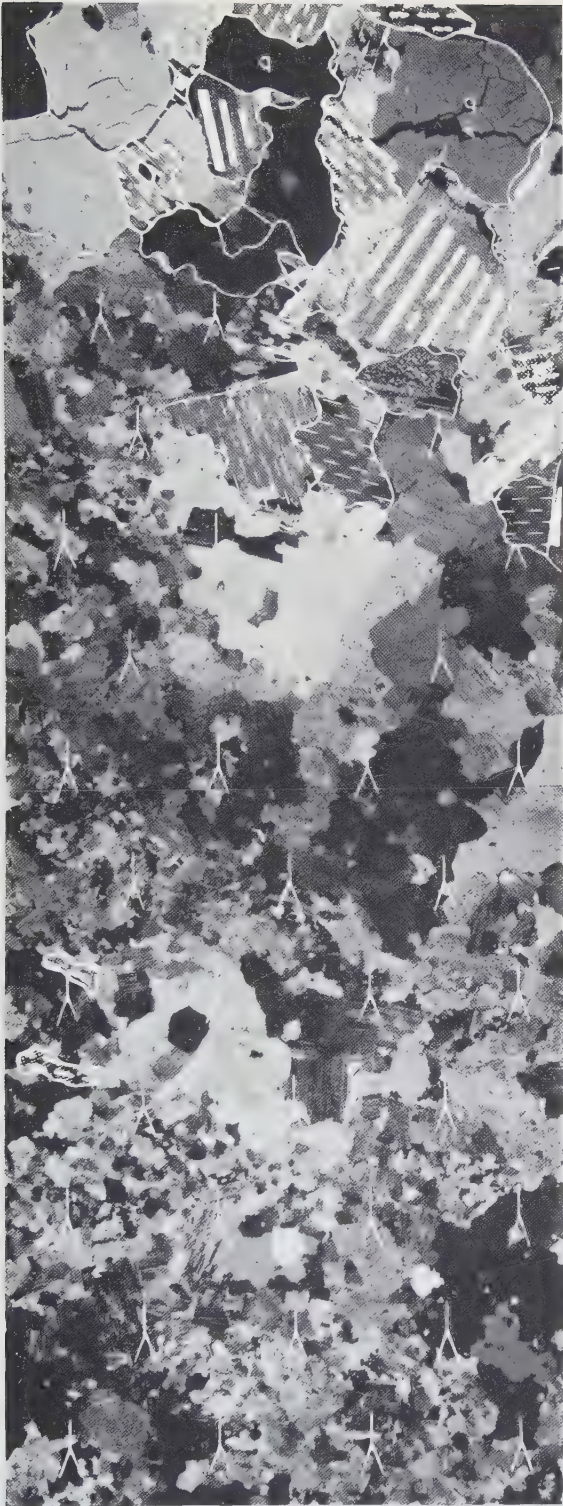
Echantillon de carotte au contact de la « roche feldspathique » et du granite des Colettes. Le contact n'est pas franc, il y a des éléments de granite emballés et en voie de digestion dans la « roche feldspathique ».

2. — Sondage ES4. — L.M. 23 717 — L.P. $\times 12$.

Même contact à l'échelle microscopique, On notera la différence d'allure et de comportement du quartz de part et d'autre du contact : à tendance grenue et sans inclusions du côté du granite pœcilo-blastique et englobant d'autres minéraux du côté de la « roche feldspathique » ; j'ai noté, dans la « roche feldspathique » des résidus de biotite, il existe aussi des résidus de feldspaths.

3. — L.M. 23 716 — L.P. $\times 12$.

Crapaud de gigantomolite résiduelle dans la « roche feldspathique » de contact.



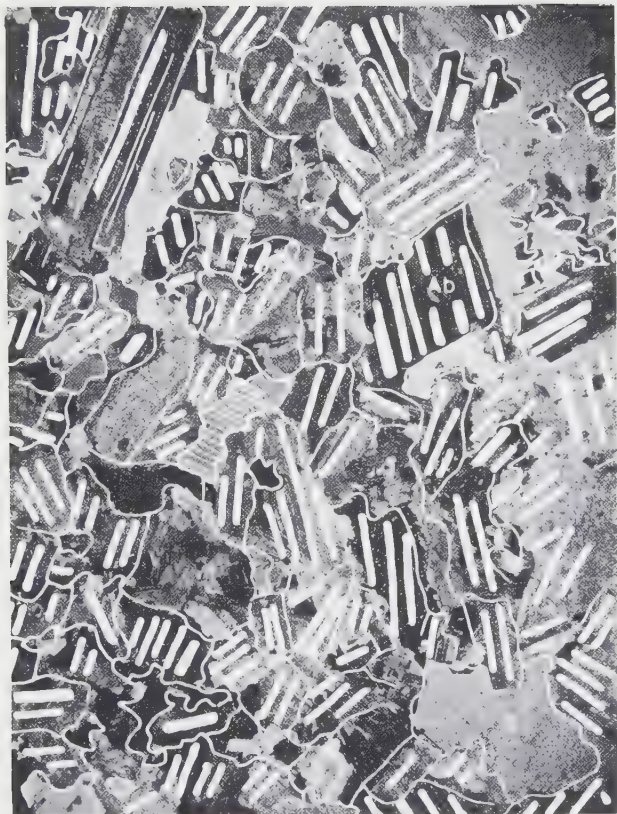
2



1



3



1



2

ÉCHASSIÈRES

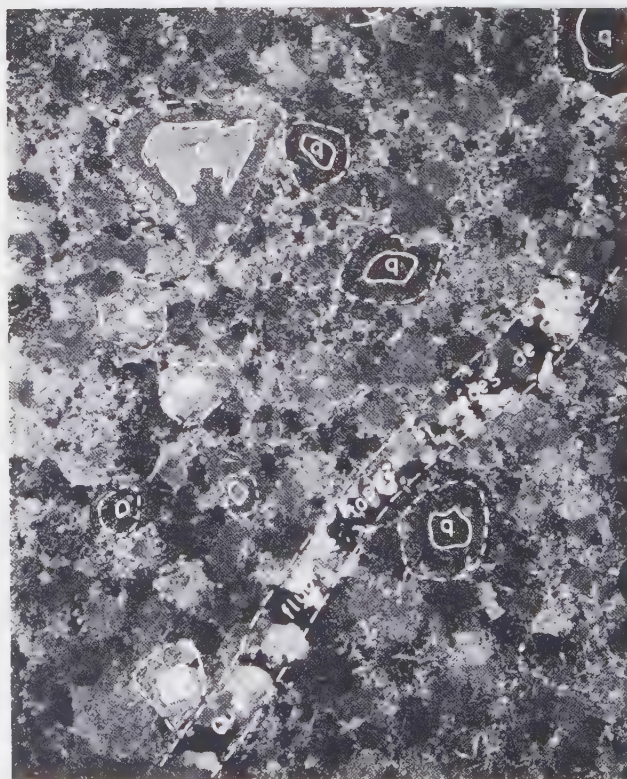
« ROCHE FELDSPATHIQUE » DE CONTACT — MICROGRANITE DES CHAILLATS

1. — L.M. 22 347 — L.N. $\times 11$ et 2. — L.M. 22 350 —
L.P. $\times 42$.

« Roche feldspathique » de contact entre le granite à albite-lépidolite de Beauvoir et le granite porphyroïde des Colettes. Assemblage de tablettes d'albite tachetées de séricite, avec rare mica blanc et plages de quartz tardif. A plus fort grossissement (2) des résidus de feldspath sodi-potassique apparaissent fréquemment au milieu de l'albite.

3. — L.M. 22 264 — L.P. $\times 11$.

Microgranite porphyre quartzifère des Chaillats. A noter la silicification régulière autour des granules corrodés de quartz. Cette roche est minéralisée mais la minéralisation n'est liée qu'à des filonnets tardifs qui la recoupe et qui comprennent quartz, fluorine, topaze, traces de cassitérite, etc...



3

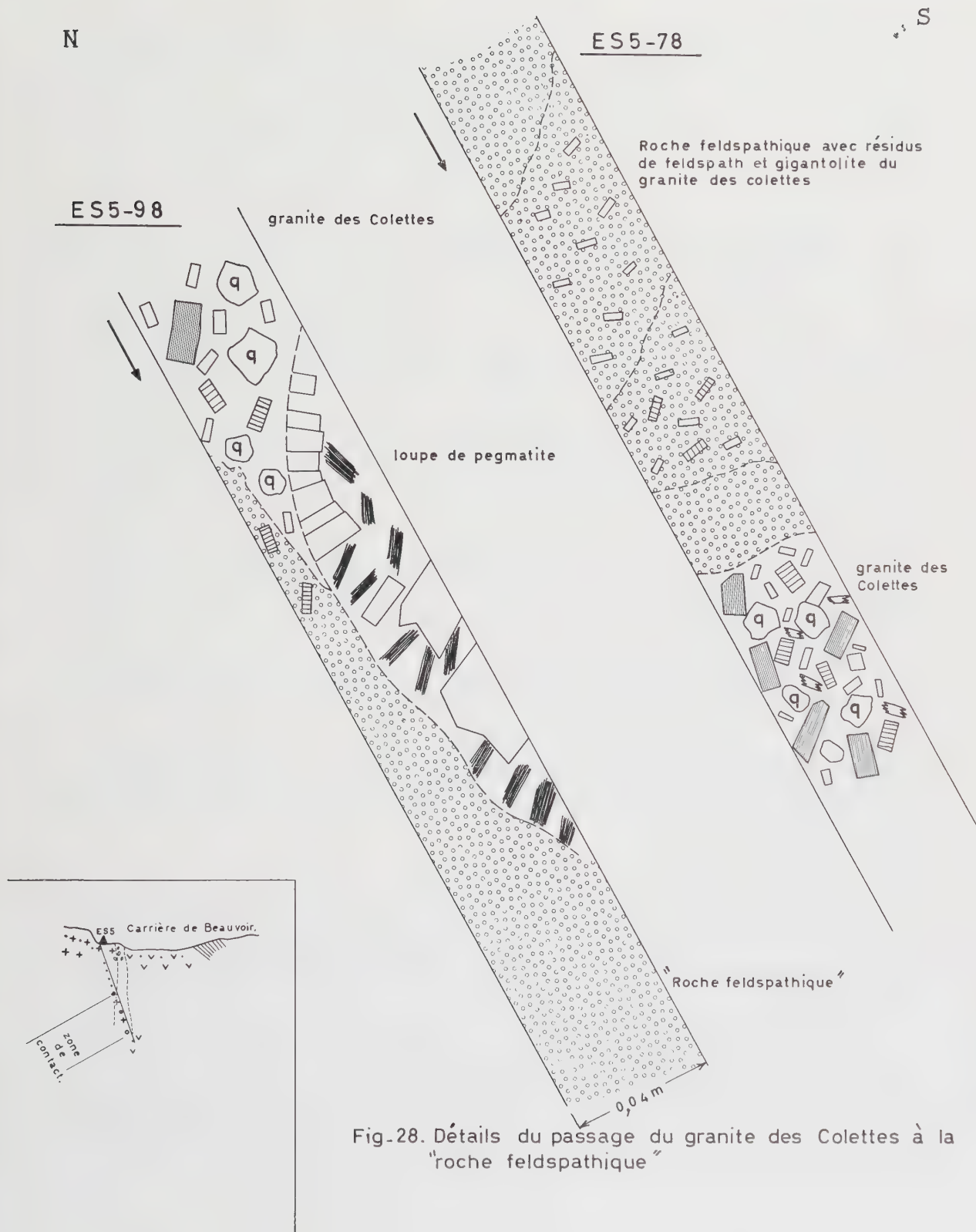


Fig.-28. Détails du passage du granite des Colettes à la "roche feldspathique"

Aspect microscopique.

La composition de la roche feldspathique est variable ; la proportion des minéraux constitutants principaux oscillent entre les limites suivantes :

Quartz	5 à 30 %	Muscovite	0 à 15 %
Albite	40 à 70 %	Biotite ou Phlogopite	0 à 25 %
Microcline	0 à 15 %	Apatite	tr.
		Topaze	tr.

L'albite est le minéral caractéristique dominant de la roche. Elle se présente sous un faciès différent de celle du granite à albite-lépidolite de Beauvoir, en agrégat de tablettes trapues, non déformées, maclées, chagrinées ou en « guillochés » (assemblage de microtablettes plus ou moins parallèles).

Le *feldspath potassique* est rare. Lorsqu'il est présent il semble s'agir de microcline en plages non maclées, d'aspect résiduel, dans lesquelles on voit se développer une albitisation en taches aboutissant à une structure de perthite, ou bien il subsiste à l'état de reliques au milieu des cristaux d'albite (voir planche XXX).

Le *quartz*, bien que beaucoup moins abondant, présente des caractéristiques voisines de celles qui sont les siennes dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir : développement tardif en porphyroblastes englobant parfois, sans les corroder, les cristaux d'albite, comme s'il s'agissait d'un remplissage de géodes. Il est toujours particulièrement chargé en impuretés qui forment des nuages.

Généralement la roche contient peu de micas, soit de la *muscovite* en lames, soit un mica au cœur coloré en jaune brun pâle mais à bordure d'accroissement non pigmentée dont les caractères optiques s'accordent avec ceux d'une *phlogopite*. Dans certains cas les amas micacés offrent une structure encore plus complexe, la phlogopite zonée passant extérieurement à une muscovite en dentelles.

Dans une lame mince on peut voir le passage d'une enclave du granite des Colettes à la roche feldspathique. Il semble bien s'agir d'un remplacement général des éléments de ce granite par l'albite avec développement de perthite en taches sur le microcline.

L'ensemble de ces caractères situe les rapports du granite des Colettes et du granite de Beauvoir d'une manière assez nette : la mise en place du petit stock de Beauvoir est postérieure à celle du granite des Colettes avec lequel il présente un contact intrusif souligné par une auréole de réaction et la présence d'éléments de granite des Colettes plus ou moins transformés dans le granite de Beauvoir.

1-2-7) RELATIONS AVEC LES MICASCHISTES.

Du point de vue tectonique nous avons déjà noté le caractère de tranquillité que présentent les contacts du granite à albite-lépidolite de Beauvoir et des micaschistes qui l'environnent en direction de l'Est et du Sud, tandis que vers l'Ouest il est probable qu'ils sont soulignés par une faille.

Du point de vue pétrographique le granite à albite-lépidolite de Beauvoir ne détermine pas, à première vue, d'auréole de contact remarquable, comparable par exemple à celle développée par le granite des Colettes. Toutefois un examen plus approfondi montre qu'elle exerce une influence discrète mais nette sur les micaschistes encaissants et ceci jusqu'à une grande distance de ses limites d'affleurement ; mais c'est seulement à l'échelle de la lame mince, ou, comme nous le verrons plus tard (voir chapitre III) à celle de l'analyse des éléments rares que ces modifications des micaschistes apparaissent largement.

Composition chimique

TABLEAU 13

*Composition chimique de la roche feldspathique au contact du granite de Beauvoir
et du granite des Colettes*

	ES 4-230	ES 5-99	ES 5-101	ES 4-220	ES 4-250
SiO ₂	71,30				
Al ₂ O ₃	16,05				
Fe ₂ O ₃	0,15				
FeO	0,25				
TiO ₂	indosable				
MnO	0,01				
CaO	0,70				
MgO	ind.				
Na ₂ O	5,80	5,90	4,50	7,52	7,00
K ₂ O	3,75	2,80	3,00	2,86	3,30
Li ₂ O	0,05	0,16	0,20	0,16	0,08
Rb ₂ O	0,30				
Cs ₂ O	0,03				
P ₂ O ₅	0,65				
H ₂ O [—]	0,10				
H ₂ O ⁺	0,65				
	99,79				

Éléments en traces (en grammes par tonnes)

	F	Sn	W	Be	B	As	Mo
ES 5- 42	1750	73	35	7	30		
ES 5- 99	3600	385	29	17	29		
ES 5-101	3400	640	21	15	40		
ES 4-220	3050	413	22	24		4	2
ES 4-250	2200	98	10	13		16	2

Ces modifications se traduisent par le développement ou l'apparition en plus ou moins grande abondance des minéraux suivants : *muscovite, chlorite, tourmaline, béryl, topaze, phlogopite et biotite, cassitérite et apatite.*

L'enrichissement en *mica blanc* n'est macroscopiquement sensible que sur une très faible distance à partir du contact. Par exemple, au toit de la coupole du Suquet, existe,

au-delà du greisen intra-granitique à quartz-lépidolite-topaze et cassitérite, une couche centimétrique d'un micaschiste greisé, de couleur gris clair, dans lequel la trame quartzeuse du micaschiste est seule conservée, tandis que tous les autres minéraux ont disparu pour faire place à un agrégat de mica blancs en paillettes associés à de la topaze. Ce mica blanc est peu lithinifère et présente les caractéristiques optiques d'une muscovite.

A l'échelle microscopique cette « muscovitisation » des micaschistes se manifeste encore loin des limites d'affleurement du massif de Beauvoir, dans toute la zone sud.

L'apparition de la *chlorite*, en remplacement de la biotite, celle de la *tourmaline* en petits prismes millimétriques bicolores, brun à verdâtre, et de traces de béryl dans les fissures, sont en liaison directe avec la proximité du granite de Beauvoir. Ces minéraux disparaissent lorsque l'on s'éloigne de quelques dizaines de mètres du massif.

La présence d'*apatite* pourrait être considérée comme normale puisqu'elle existe, à titre de minéral accessoire, dans les micaschistes de toute la série mais, dans ceux de la carrière de la Bosse, elle présente un faciès particulier zoné ou sphérolitique qui l'apparente à la variété dahllite, identique à celle que l'on rencontre dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir.

La *topazification des micaschistes* est le phénomène le plus remarquable autour du granite à albite-lépidolite de Beauvoir. Elle affecte non seulement l'environnement immédiat du massif mais étend ses effets jusqu'à une distance de près de 3 kilomètres vers le Sud.

— A proximité immédiate du contact, on observe au toit du granite à albite-lépidolite de la coupole du Suquet et, à un moindre degré, de la coupole de l'Eperon, de véritables topazites à grain fin, de couleur blanc verdâtre, où l'on distingue encore le litage du micaschiste ancien. Ces topazites forment des amas irréguliers dont l'extension atteint au maximum quelques décimètres cubes. Au microscope la roche apparaît essentiellement constituée de topaze grenue, en plages fortement déchiquetées ; elle est associée à des mica blancs finement cristallisés non ou peu lithinifères.

— En s'éloignant du contact, dans tout le domaine d'observation de la carrière de la Bosse, la plupart des échantillons de micaschistes examinés contiennent de la topaze. Celle-ci n'est généralement visible qu'à l'échelle microscopique : elle se présente soit en petits granules disposés plus ou moins régulièrement en lits concordants avec ceux de la roche, soit en plus gros cristaux bien clivés qui accompagnent le quartz et la wolframite des filons du stockwerk.

— Plus loin du contact encore, dans tout le secteur qui s'étend au Sud du massif entre le Signal de la Bosse et les Chaillats, les micaschistes renferment encore fréquemment de la topaze en petits granules disséminés ou formant des lits plus ou moins continus et, plus rarement, des filonnets discordants.

On voit donc que la topazification peut à la fois être liée à la mise en place des filons du stockwerk de la Bosse et à celle du granite à albite-lépidolite, et l'on connaît des cas où elle a cristallisé en même temps que la wolframite et d'autres où elle est associée à la cassitérite.

Le développement de la *phlogopite* et de la *biotite* semble présenter le même caractère d'ubiquité que celui de la topaze avec laquelle la phlogopite forme fréquemment une association myrmékitique. La syncrystallisation des deux minéraux est soulignée par le fait que l'on y rencontre, en continuité, des inclusions orientées de minéraux titanés.

Enfin, on note parfois la présence de chapelets de *cassitérite*, en grains de 10 à 200 microns, disposés parallèlement au litage du micaschiste.

Paradoxalement c'est en s'éloignant du massif que de telles inclusions sont les plus fréquentes tandis qu'à proximité de lui, dans la carrière de la Bosse par exemple, elles sont rares, le domaine de l'étain restant ici strictement confondu avec celui du granite à albite-lépidolite.

En résumé, l'individualité du granite à albite-lépidolite de Beauvoir au sein du massif granitique d'Echassières est nette. Son gisement intrusif en une large coupole à surface ondulée, sa composition minéralogique dominée par l'association albite-lépidolite au milieu desquelles se développent des porphyroblastes de quartz, caractérisée par la présence presque constante de minéraux accessoires à éléments rares tels que la cassitérite, la montebrasite, la microlite et la herdérite, son cortège de greisens et l'absence de faciès pegmatitiques francs (au sens morphologique du terme) sont autant de caractères qui soulignent l'originalité du granite à albite-lépidolite de Beauvoir.

1-3) LES FILONS DE MICROGRANITE-PORPHYRE ET DE LAMPROPHYRE.

Ces filons sont antérieurs à la mise en place du massif d'Echassières et n'appartiennent donc pas à son cortège filonien propre. Il est toutefois normal de les traiter dans le cadre de ce chapitre, car s'ils n'ont probablement pas joué un rôle primaire direct dans la métallogénèse régionale certains d'entre eux au moins, ont dû servir de guide aux venues minéralisatrices.

1-3-1) LES FILONS DE MICROGRANITE-PORPHYRE.

La présence de microgranites, bien que non signalée sur les différentes éditions de la carte géologique au 1/80 000, était connue depuis fort longtemps dans la région des Chaillats où ils avaient été l'objet de recherches pour cuivre et étain. Plus récemment, en 1958, G. DONNOT soulignait leur importance dans des rapports inédits, à l'occasion de recherches entreprises par la Compagnie Minière des Montmins.

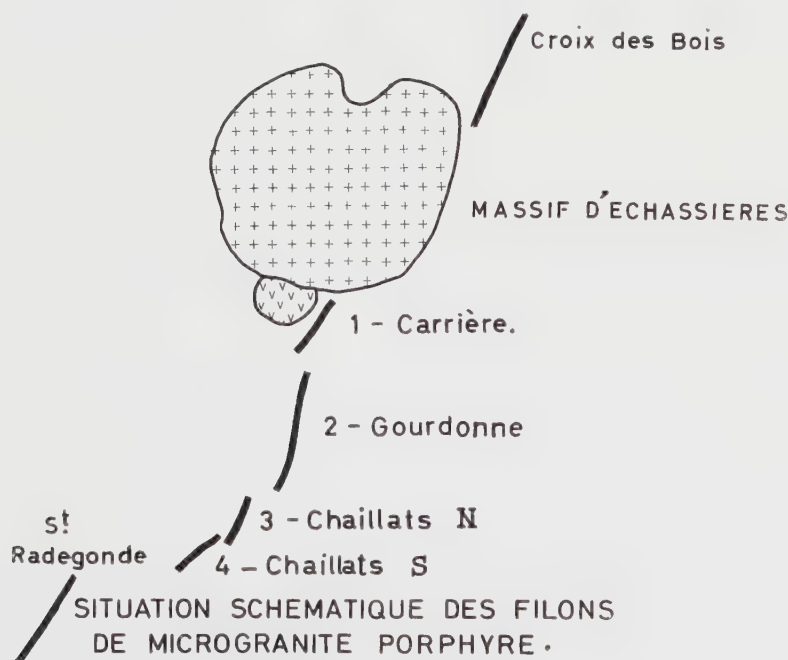


Fig.29

1-3-1-1) Gisement.

Il s'agit de longs filons que l'on peut suivre, d'une manière plus ou moins continue, sur des distances parfois supérieures à un kilomètre. Ils sont tous localisés (voir fig. 29), au Sud du batholite principal, entre la carrière de la Bosse et le hameau des Chaillats, le long d'un axe de direction N 10 à N 30 E, à l'exception de celui de la Croix des Bois qui se trouve au Nord-Est du massif.

La puissance moyenne de ces filons est comprise entre 0,5 et 10 mètres ; leur pendage, lorsque nous avons pu l'estimer, est vertical ou fortement incliné vers l'Est.

Le filon d'« elvan » des carrières part du coin N-E de la carrière de la Bosse qu'il traverse en direction S-W ; il est bien visible sur le parement sud du premier niveau ainsi que dans les coupes de galeries encore accessibles. On le retrouve au Sud de la carrière du Suquet et à la base de la descenderie principale qui desservait ce quartier.

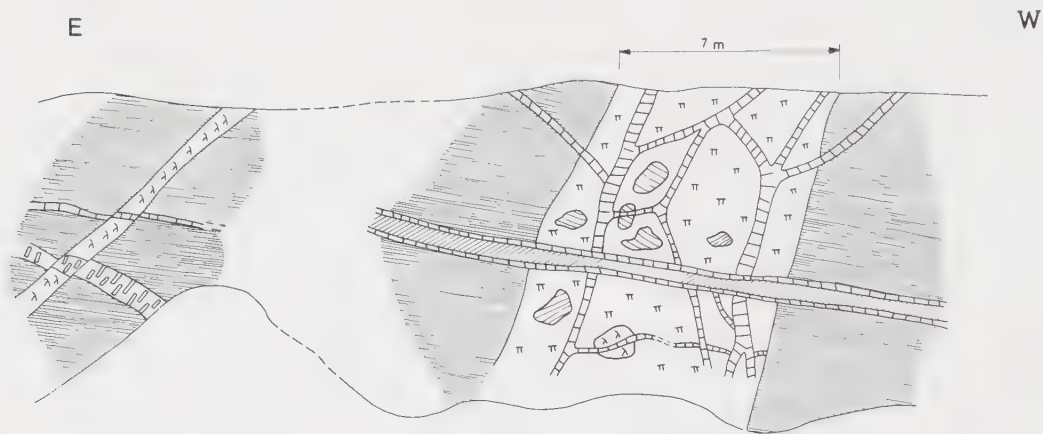


Fig.30. ECHASSIERES: Carrière de la Bosse—1^{er} niveau (709)—Fraction du parement Sud.

Le filon de lamprophyre et le filon de microgranite.

A NOTER:

- 1° L'antériorité du filon de lamprophyre dont on retrouve un fragment emballé dans le filon de microgranite et le jeu de ses épontes souligné par le décrochement des filons qui le recoupe. (voir détails fig 32)
- 2° La postériorité des divers filons quartzeux, aplito-quartzeux ou quartzo-feldspathiques, avec ou sans wolframite, par rapport au microgranite et la complexité de leurs relations mutuelles. (voir détails fig 42)

	Micaschistes.
	Lamprophyre.
	Microgranite.
	Filon de quartz.
	Filon quartzo-feldspathique.
	Greisen quartz-topaze-mica.
	Sable micacé.

Le filon de la Gourdonne recoupe la vallée qui lui a donné son nom. De part et d'autre quelques affleurements et des tranchées de recherches de la C.M.M. permettent de mesurer la grande extension de ce filon que l'on peut suivre sur près de 1 500 mètres. Il est d'ailleurs possible, qu'en direction Nord, il se raccorde avec celui des carrières.

Orienté N 10 à N 20 E ce filon a une puissance qui dépasse, localement, une vingtaine de mètres.

Les *filons des Chaillats* terminent cet alignement de porphyre. Il existe près de ce hameau deux filons nettement décrochés l'un par rapport à l'autre : Chaillats-Nord est orienté N 10 et Chaillats-Sud N 20 à N 30. La puissance du filon de Chaillats-Sud, le mieux connu, est comprise entre 5 et 10 m et peut même atteindre 15 m ; il a été reconnu à partir de la surface par tranchées et par puits, par un grand travers banc qui débouche 250 m plus à l'Est et par quelques petits sondages inclinés (voir plan).

Le *filon de Sainte-Radegonde*, plus au Sud-Ouest encore, court parallèlement à la limite occidentale du laccolithe microgranitique de Pouzol-Servant.

Le *filon de la Croix des Bois* est situé au Nord-Est du massif, à un kilomètre environ du carrefour de la Croix des Bois, en allant sur la route de Coutansouze. Il est marqué par un alignement, de petites carrières, orienté N 30 à N 40 E.

1-3-1-2) *Pétrographie et chimisme.*

Aspect macroscopique. — L'aspect le plus répandu est celui d'une roche à grain très fin de couleur gris, jaune ou brun rougeâtre dans laquelle se détachent des cristaux de quartz bipyramidés (1 à 3 mm).

Dans le filon des Carrières le microgranite est très altéré, la pâte microgrenue presque entièrement argilisée, la coloration passant du gris au rouge brique. Il est traversé en tous sens par les filons et filonnets de quartz, minéralisés ou non en wolframite, qui parcourent les micaschistes.

Le microgranite du dyke de la Gourdonne est dur, gris, silicifié ; il est recoupé par des veinules quartzueuses avec ou sans cassitérite, wolframite, sulfures ou arséniosulfures. Ses épontes sont soulignées par une zone bréchique silicifiée.

Le dyke de Chaillats-Nord passe progressivement en direction du Nord à une brèche quartzueuse discontinue dont l'affleurement des Pierres Cassées est l'aboutissement.

Le microgranite du dyke de Chaillats-Sud présente fréquemment des faciès sableux silicifiés ou greisénisés ; dans ce dernier cas la pâte est envahie par des micas très fins nacrés ou argentins. Là encore la roche est fréquemment recoupée ou épontée par des veinules de quartz avec ou sans minéralisation en cassitérite et sulfures.

Aspect microscopique.

Les phénocristaux sont rares, il s'agit toujours de *quartz* dont les plages affectent des contours géométriques plus ou moins corrodés.

La pâte est constituée d'un *fin pavage de quartz* surchargé de micas blancs de type *séricite* et parfois, d'amas très finement micacés à contours géométriques qui pourraient représenter d'*anciens feldspaths*. Il y a parfois quelques grains de *topaze*, d'*apatite*, de *minéraux opaques* et de *fluorine*.

Dans certains échantillons (voir planche XXX-3) les phénocristaux de quartz, exempts d'impuretés, constituent le centre de plages de quartz à contours irréguliers, 3 à 4 fois plus grandes, orientées de la même manière que le cristal central mais très chargées en *séricite*. On peut interpréter cette disposition comme le résultat d'une silicification qui se serait développée à partir des limites des cristaux de quartz préexistants en épousant leur orientation cristallographique. Ces échantillons contiennent également de petits cristaux (0,1 à 0,2 mm) de cassitérite.

On retrouve une disposition tout à fait identique dans le microgranite-porphyre de la Croix des Bois, mais la cassitérite en est absente.

Dans d'autres échantillons, le fond est constitué d'un agrégat finement microgrenu de quartz entre les grains duquel se trouvent des paillettes de muscovite.

Enfin, il n'est pas rare de rencontrer des filonnets de quartz et topaze avec cassitérite qui recoupent ces microgranites, en développant à leur contact une fine granulation quartzueuse.

Composition chimique.

Les deux échantillons choisis pour être analysés proviennent, l'un, du filon de Chaillats-Sud (A 1132, faciès « greisenisé »), l'autre, du filon de la Gourdonne, (faciès « silicifié » A 1163).

TABLEAU 14

Composition chimique des microgranites

	A 1132	A 1163
SiO ₂	78,00	77,50
TiO ₂	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	14,15	13,50
Fe ₂ O ₃	1,00	1,10
FeO	0,70	1,00
MnO	0,06	0,06
MgO	2,00	2,00
CaO	0,55	0,50
Na ₂ O	0,15	0,15
K ₂ O	1,75	1,60
P ₂ O ₅	0,15	0,15
H ₂ O ⁺	1,60	1,50
H ₂ O ⁻	0,00	0,00
	100,11	99,06

Paramètres de Niggli

	si	al	fm	c	alk	ti	p	k	mg
A 1132	533,89	56,97	30,35	4,03	8,64	0,00	0,43	88,50	67,65
A 1163	538,08	55,14	33,05	3,72	8,10	0,00	0,44	87,56	63,03

Norme CIPW

	qz	or	ab	an	hy	co	ma	hm	ap
A 1132	66,37	10,35	1,27	1,85	5,57	11,33	1,45	0,00	0,33
A 1163	66,34	9,46	1,27	1,60	6,04	10,60	1,60	0,00	0,33

Paramètres de Lacroix

A 1132 II-2-2-1-1-2

A 1163 II-2-2-1-1-2

On notera la similitude de composition chimique existant entre ces roches, en dépit de leur gisement et de leur faciès apparents distincts, et leur haut degré de silicification.

Eléments en traces (en grammes par tonne)

	F	Li ₂ O	Sn	W	As
A 1132 (Chaillats)	4800	600	469	32	640
A 1163 (La Gourdonne) ..	11500	600	1480	272	280
JBP 31 (Croix des Bois) ..	680	500	312	192	60

1-3-1-3) *Relations.*

Le filon des Carrières renferme, outre des enclaves des micaschistes encaissants, quelques éléments emballés de lamprophyre. Par contre, au contact avec le granite des Colettes, il est très remarquable de noter une *bréchification du microgranite* (voir fig. 31) *qui ne pénètre pas dans le granite des Colettes* ; il semble indiscutable qu'il lui soit antérieur, tout au moins au dernier stade d'évolution de ce granite.

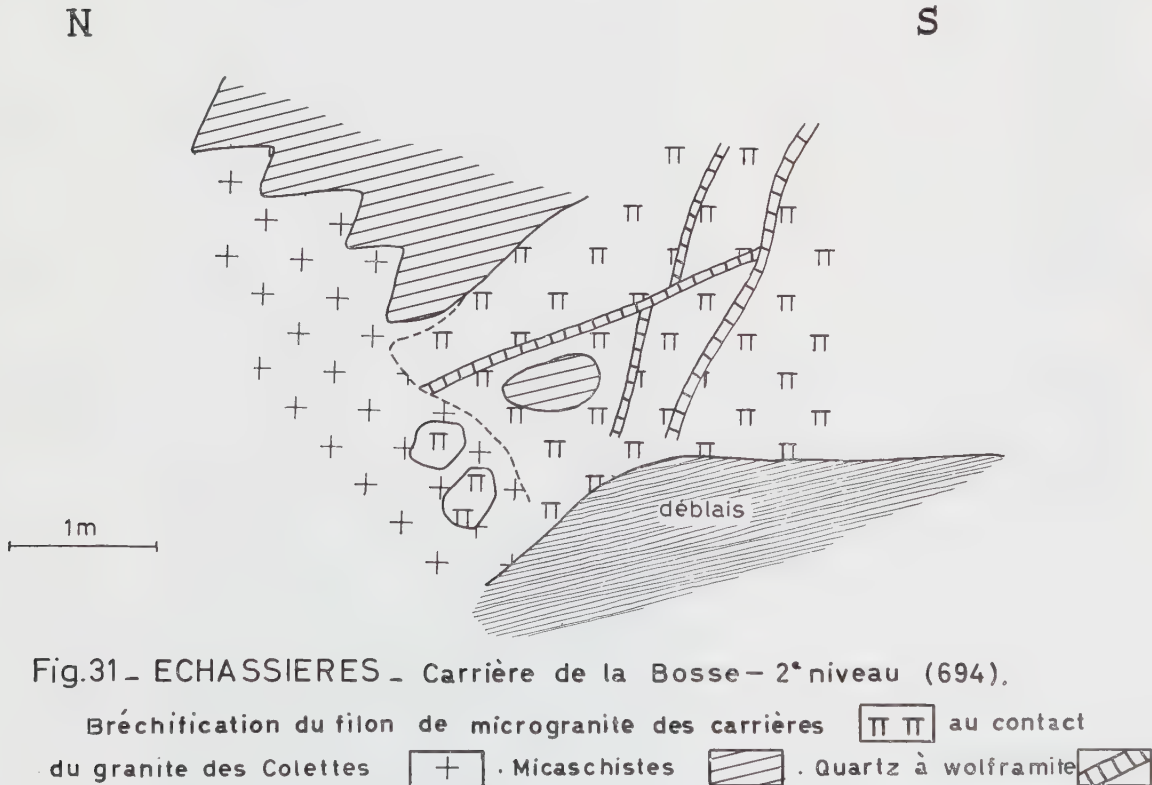


Fig.31 - ECHASSIERES - Carrière de la Bosse - 2^e niveau (694).

Bréchification du filon de microgranite des carrières π π au contact
du granite des Colettes + . Micaschistes / / . Quartz à wolframite □ □

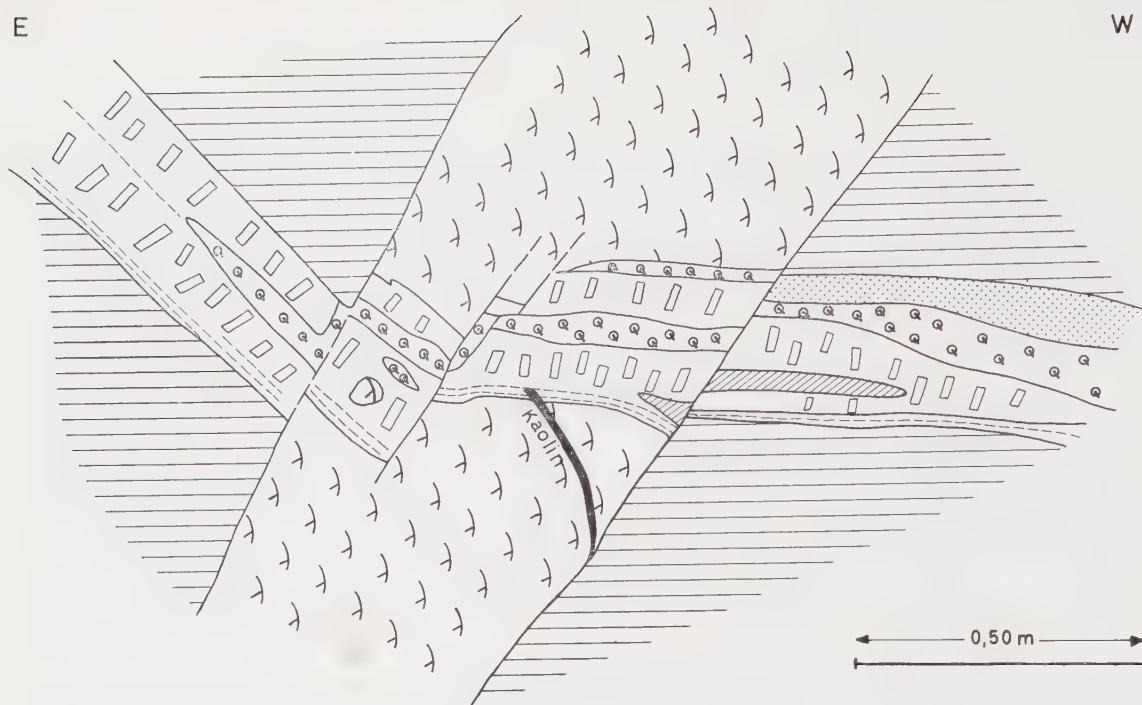


Fig-32 - ECHASSIERES - Carrière de la bosse

1^{er} Niveau (700) Parement Sud.

Filon quartzo-feldspathique recoupant le filon de lamprophyre



Quartz



Alignements de wolframite



Quartz, feldspath et kaolin



Aplite-greisen



Lamprophyre



micaschistes



Topaze et quartz

Les filons de microgranite sont également manifestement antérieurs aux filons quartzeux ou quartzo-feldspathiques à wolfram qui les recoupent. Ce sont même les *seules roches éruptives du district* que l'on puisse considérer d'une manière certaine comme *antérieures à la minéralisation en wolframite*. Toutefois, nous verrons, dans le prochain paragraphe, à propos du chevelu filonien des Chaillats, qu'il existe une liaison entre la localisation de certaines minéralisations et celle des filons de microgranite, et comment expliquer leur teneur relativement haute en éléments rares.

1-3-2) LES FILONS DE LAMPROPHYRE.

On ne connaissait qu'un seul filon de lamprophyre dans la région d'Echassières. Il se trouve dans la carrière de la Bosse et n'a été mis en évidence que grâce à la découverte de cette carrière ; il est particulièrement bien observable sur le parement sud du premier niveau, à quelques dizaines de mètres à l'Est du filon microgranitique des carrières (voir fig. 30 et 32).

Puissant de 0,50 à 0,60 m, sa direction est voisine de N 50 E avec un pendage compris entre 50 et 70 grades vers l'Est. Ce filon recoupe donc nettement les micaschistes.



ÉCHASSIÈRES

LA CARRIÈRE DE L'ÉPERON. — LA BOSSE VUE AVANT L'ARRÊT DES TRAVAUX
EN NOVEMBRE 1962

PLANCHE XXXII

ÉCHASSIÈRES

STOCKWERK DE LA BOSSE

1. — Carrière de la Bosse — 2^e gradin — parement S.E.

Réseau filonien d'aplite et de quartz dans les micaschistes fracturés. Les filons subhorizontaux suivent la schistosité des micaschistes, d'autres la recoupent franchement.

2. — Carrière de la Bosse — 3^e gradin — parement S.

Filon d'aplite, avec enclaves de micaschistes, épontes de quartz à wolframite, et aplite feldspathisée.

3. — Carrière de la Bosse — 2^e gradin — parement S.S.E.

Remplissage de fractures dans les micaschistes par matériel feldspathique et aplitique. Les relais montrent bien qu'il n'y a pas rejet des filons après leur mise en place, mais mise en place selon le réseau de fractures. Les filonnets secondaires sont essentiellement des filonnets d'aplite, ils passent, latéralement, au filon feldspathique par envahissement par de grands feldspaths. Le filon principal contient également des amygdales de quartz et surtout de topaze grenue associée à un mica de type phlogopite avec des traces de cassitérite ; le filon renferme aussi des rubannements de wolframite.

PLANCHE XXXII



1



2

Carrière de la Bosse - 3^e niveau Sud
Filon d'aplite  avec enclaves de
micaschistes  et épontes de
quartz à wolframite  et aphte
feldspathisée 



3

PLANCHE XXXIII

ÉCHASSIÈRES

STOCKWERK DE LA BOSSE

1. — Sondage ES 1.

Filonnet de quartz à wolframite recoupant les micaschistes. La wolframite forme deux bandes noires de part et d'autre du filonnet.

2 et 3. — Filonnets de quartz et aplites à wolframite recoupant une aplites greisenisée. Plusieurs générations de quartz à wolframite sont visibles.

4. — Veine de wolframite et feldspath potassique recoupant une aplites qui renferme elle-même de fines aiguilles de wolframite. La répartition de la wolframite (très noire) dans le filonnet feldspathique est irrégulière.

1



2

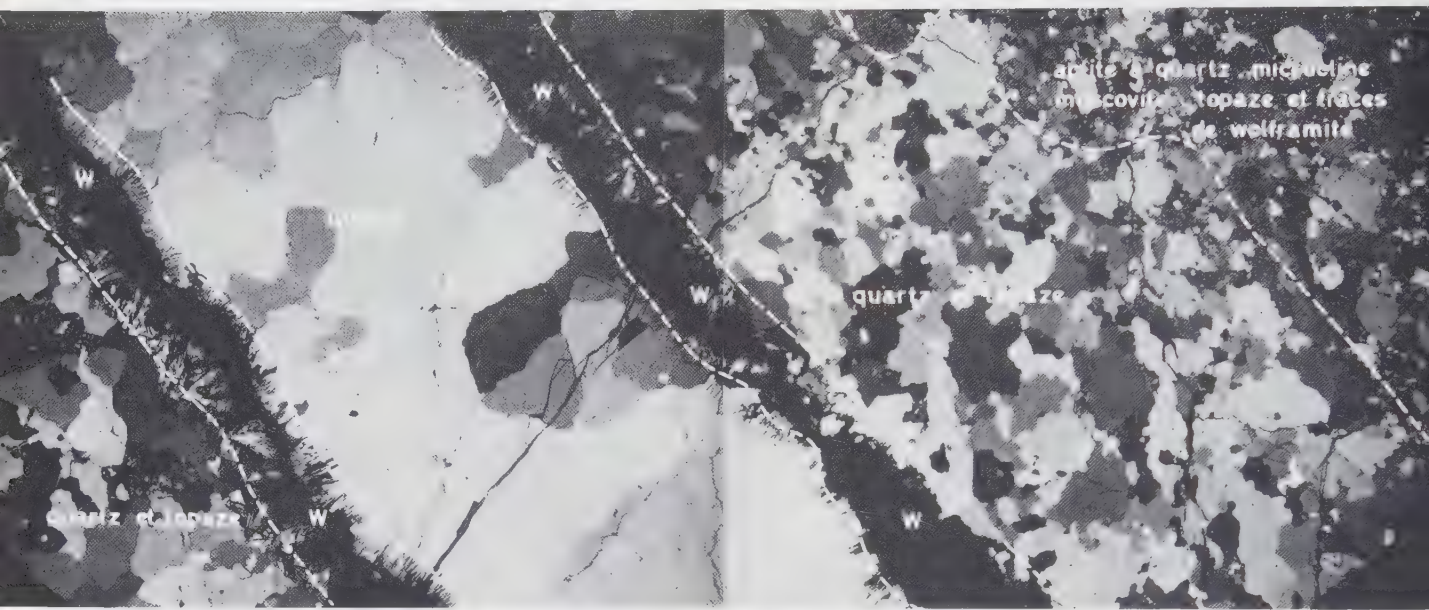


3



4



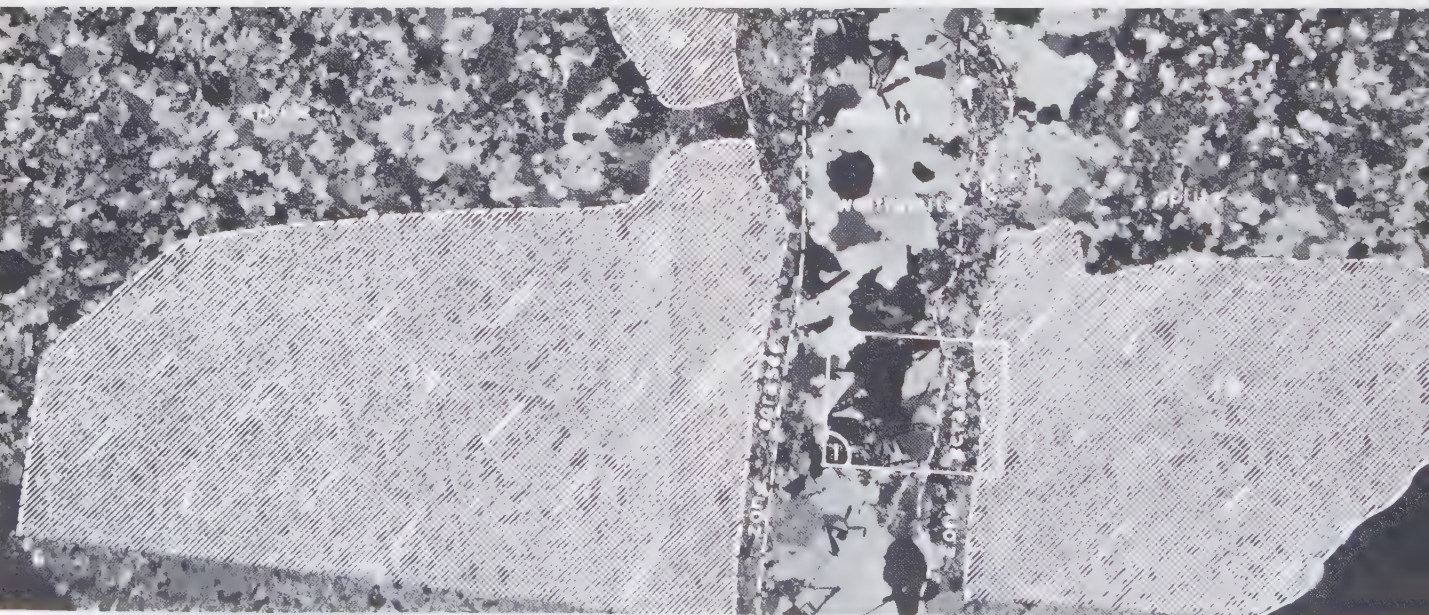


1

STOCKWERK DE LA BOSSE

1. — L.M. 22 265 — L.P. $\times 15$.

Filonnet de quartz et wolframite en peigne (W) dans aplite feldspathique. Une zone de quartz et topaze engrenée à grain plus fin les sépare.



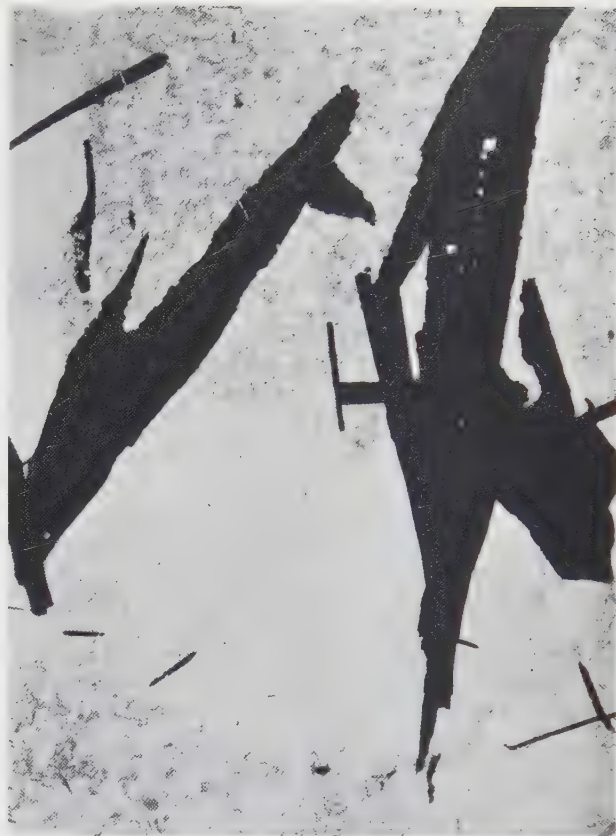
2

2. — L.M. 21 126 — L.N. $\times 50$.

Phénocristal de feldspath potassique (f.p.) dans un filon d'aplite. Une veine de quartz recoupant l'aplite, recoupe également le cristal de feldspath avec apparition d'une légère bréchification au contact. Dans ce cas il est net que le feldspathisation est antérieure à la minéralisation. Voir agrandissement de 2 planches XXXV.



1



2

ÉCHASSIÈRES

STOCKWERK DE LA BOSSE

ASPECTS DIVERS DES RELATIONS DE LA WOLFRAMITE, DU FELDSPATH POTASSIQUE ET DES APLITES

1. — L.M. 21 126 — L.N. $\times 50$.

Détails du cliché 2, pl. XXXIV. Les cristaux de wolframite (noir) au milieu du filonnet de quartz (gris uni) près du contact du feldspath potassique (gris chagriné) qu'il recoupe, ont englobé au cours de leur croissance des éléments du feldspath potassique qui est donc, ici, nettement plus ancien.

2. — L.M. 21 137 — L.N. $\times 70$.

Développement de cristaux de wolframite (noir) à cheval sur le quartz (gris uni) et l'aplite (gris chagriné).

3. — S.P. 3 936 — L.N. $\times 50$.

Cristaux de wolframite (blanc) à cheval sur quartz (gris moyen) et feldspathopotassique (gris chagriné). La fracturation et la corrosion des lames de wolframite suggèrent leur antériorité.



3

La roche est finement cristallisée, de couleur sombre, gris-verdâtre à gris-noirâtre ; macroscopiquement, on distingue surtout de la biotite, plus rarement du quartz. Au microscope, on voit également quelques cristaux de plagioclases très altérés. La qualification de « kersantite quartzique » convient à cette roche.

Nous avons vu précédemment que la mise en place du filon de lamprophyre était antérieure à celle des filons de microgranite qui en contiennent des éléments emballés, et, à *fortiori*, antérieure à celle du granite des Colettes et des divers filons quartzeux et quartzo-feldspathiques qui sillonnent les micaschistes. La fig. 32 donne un bon exemple des rapports existant entre le filon lamprophyrique et un filon quartzo-feldspathique à wolfram ; à noter la fracturation finale, parallèlement aux épontes du filon de lamprophyre.

Plus récemment, une de nos tranchées de prélèvement géochimique, la tranchée E1-15, à 500 m environ à l'E-S-E du carrefour de la Bosse a mis à jour un autre affleurement de lamprophyre de même type, traversé par des filets de quartz.

1-4) LE CORTÈGE FILONNIEN DU MASSIF D'ÉCHASSIÈRES.

Le massif d'Echassières est le centre d'un important district filonien : on connaît à l'intérieur du massif, à sa périphérie et dans son environnement un grand nombre de filons quartzeux, quartzo-feldspathiques ou quartzo-micacés dont certains sont minéralisés en wolframite, d'autres, plus rares, en cassitérite, en mispickel ou en galène etc... La plupart de ces filons sont orientés N 10 à N 40 E, selon la direction majeure de fracturation du massif ; ceci donne au champ filonien une homogénéité cartographique assez remarquable. En fait selon leur rapport avec les granites, leur morphologie et leur minéralisation, on doit distinguer au moins quatre grands groupes de filons. Ce sont :

1) Le *stockwerk filonien de la Bosse*, au Sud du massif, le plus complexe, où sont représentés des filons quartzeux, des filons de greisens, des filons d'aplite et des filons feldspathiques, tous encaissés dans les micaschistes et minéralisés en wolframite, (variété proche de la ferbérîte). Ces filons sont antérieurs à la mise en place des granites.

2) Les *filons du Mazet*, au Nord du massif, à cheval sur le contact granite des Colettes-micaschistes, localement minéralisés en wolframite, (variété proche de la hübnérîte).

3) Des *filons « divers »*, généralement stériles, recoupant indifféremment micaschistes, granite à albite-lépidolite de Beauvoir et granite des Colettes.

4) Les *occurrences filoniennes du secteur sud* (Chaillats etc...)



Fig. 33-Echassières.

Croquis schématique du champ filonien.

	Micaschistes.
	Granite Colettes
	"Albite" Beauvoir
	Microgranite de Pouzol Servant.
	Filon de quartz à stibine.
	Stockwerk de la Bosse (gisement Sud).
	Filon du Mazet (gisement Nord).
	Filon "tardif".

Enfin, nous rappellerons, pour mémoire, l'existence, au Sud du district, d'une cinquième catégorie de filons, à quartz et stibine, qui apparaissent liés au grand laccolite microgranitique de Pouzol-Servant ; le plus important et en même temps le plus proche d'entre eux par rapport au massif d'Echassières est celui de Nades.

1-4-1) LE STOCKWERK DE LA BOSSE. LE GISEMENT DE TUNGSTÈNE SUD.

En 1919, et au cours des années qui ont suivi, on a découvert, dans les micaschistes situés immédiatement au Sud du massif d'Echassières, un gisement de tungstène constitué par un certain nombre de filons bien individualisés parmi lesquels les filons de la Bosse, de l'Eperon, du Suquet, Wilson etc... et dont les caractéristiques communes, qui les opposent à tous les autres filons du district, sont les suivantes :

— tendance à s'interstratifier selon la schistosité des micaschistes c'est-à-dire à s'orienter selon une direction Nord-Sud avec un pendage faible vers l'Ouest.

— minéralisation en wolframite riche en fer (terme proche de la ferbérîte) et paragenèse minérale très simple : pratiquement aucun sulfure ni oxyde n'accompagne la wolframite en dépit de la large extension du gisement.

— gangues variées : quartzreuse, quartzo-feldspathique (aspect de pegmatite ou d'aplite) ou quartzo-micacée (aspect de greisen).

Plus récemment, à partir de 1953, les travaux de la C M M démontrèrent que ce système filonien comprenait en outre un réseau de veines, essentiellement quartzreuses, à wolframite-ferbérîte, distribuées à travers les micaschistes selon tout leur réseau de fractures et dont la densité permettait une exploitation en masse. Un certain nombre de blocs exploitables furent reconnus ; la grande carrière de l'Eperon la Bosse, qui a permis la plupart de nos observations, fut ouverte.

1-4-1-1) *Description.*

Tectonique. — Ceux que nous appellerons les gros filons, bien que leur puissance n'atteigne que rarement plus de 0,60 m, sont orientés N à N 20 E et plongent faiblement vers l'Ouest sous un angle de 20 à 40 grades ; ces filons sont également remarquables par leur grande continuité relative, certains d'entre eux ont pu être suivis sur plusieurs centaines de mètres, en allongement, et suivant leur pente, sans que leurs caractéristiques se modifient : en particulier la répartition de la minéralisation n'est pas lenticulaire.

Les petits filons, puissants de 0,20 m au plus, sont beaucoup moins réguliers ; ils suivent aussi bien la schistosité que les diaclases des micaschistes. Ce sont des filons d'extension plus faible, discontinus et qui donnent fréquemment l'impression d'être rejetés d'une diaclase à l'autre. En fait si l'on examine plus attentivement ces rejets on constate qu'il s'agit seulement de relais du remplissage filonien à travers le réseau de diaclases.

Nature. — Une des originalités les plus caractéristiques des filons du stockwerk est la complexité de la nature de leurs gangues qui contraste avec la simplicité et la constance de celle de leur minéralisation. Schématiquement on peut estimer au moins à quatre le nombre de types de filons selon les composants essentiels de leur gangue, étant bien entendu qu'il existe, au moins entre certains d'entre eux, des types mixtes de transition. Ce sont :

- des filons quartzeux ;
- des filons aplitiques ;
- des filons « pegmatitiques » ;
- des filons de greisen.

Les filons quartzeux. — Ils sont les plus nombreux sinon les plus puissants. Ils constituent l'essentiel du remplissage du réseau de fractures des micaschistes ; la plupart d'entre eux

ont une puissance inférieure à 10 cm. C'est à ce type de filons qu'il convient de rattacher les petites lentilles quartzes centimétriques ou millimétriques, souvent minéralisées en wolframite, responsables du fond de teneur élevée de la roche en tungstène.

Le quartz de ces filons est gris-brunâtre, massif mais fissuré. La minéralisation en wolframite (ferberite) est fréquente, soit sous forme de tablettes atteignant exceptionnellement 1 cm, disposées plus ou moins perpendiculairement aux épontes du filon, soit en aiguilles millimétriques disposées en une ou plusieurs bandes parallèles aux épontes et prenant parfois une allure concrétionnée.

En lame mince, le quartz apparaît réparti en plages engrenées de granulométrie variable lorsque l'on va d'une éponte à l'autre ; dans le cas d'une répartition zonée de la wolframite, on constate des récurrences dans la granulométrie du quartz à l'occasion du passage de chaque lit minéralisé. La granulométrie moyenne est comprise entre un et deux millimètres.

Même dans les filons de quartz qui, macroscopiquement, paraissent très purs, il est rare de n'y pas rencontrer en lames minces d'inclusions micacées, parfois alignées en traînées, et un peu de topaze.

Les filons d'aplite — On peut en distinguer trois types :

1) *Les aplites normales*. Généralement de faible puissance (inférieure à 0,20 m) les filons de ce type ont tendance à se coucher pour suivre le plan de schistosité des micaschistes et à ne pas se ramifier selon toute la fracturation secondaire comme le font les filons de quartz.

Cette règle n'est pas absolue, elle comporte de nombreuses exceptions ; c'est le cas, notamment, au toit de la microcroupe du granite à albite-lépidolite de l'Eperon, au dernier niveau de la carrière, d'où semblent jaillir trois filons d'aplite qui recoupent nettement la schistosité des micaschistes (planche XXVI-1) ; précisons dès maintenant qu'un examen de détail montre que le granite à albite-lépidolite est postérieur à la mise en place de ces filons qu'il recoupe nettement.

Les aplites de la Bosse sont des roches à grain fin, de couleur beige clair à blanc. Leur composition moyenne est la suivante :

— quartz	10 à 30 %
— feldspath potassique	10 à 30 %
— plagioclase albite	20 à 45 %
— mica blanc	1 à 15 %
— topaze	1 à 10 %

La structure est finement grenue ; on retiendra la forme en baguettes allongées des cristaux d'albite, et leur petite taille qui les distinguent nettement des albites lamellaires plus grossières que nous rencontrerons dans un deuxième type d'aplite. Comme minéral accessoire la *wolframite en fines aiguilles est très fréquente* dans les aplites ; elle est associée indifféremment au quartz, à l'albite, au feldspath potassique ou à la topaze. Le mica est soit de la muscovite, soit (le plus souvent) un mica faiblement pléochroïque en jaune brun présentant tous les caractères optiques de la biotite ou de la phlogopite et tout à fait semblable aux biotites et phlogopites de recristallisation que l'on rencontre aux épontes de ces filons.

De plus la disposition même de ces micas dans l'aplite, en nuages ou en vagues s'éloignant des épontes (voir fig. 35) indique la part importante de la digestion de l'encaissant dans leur formation.

A leurs épontes les filons d'aplite présentent fréquemment une bordure de quartz, enrichie ou non en wolframite. Nous reparlerons de ces épontes quartzes à propos des rapports des divers types de filons du stockwerk entre eux.

L'aplite est très souvent kaolinisée.

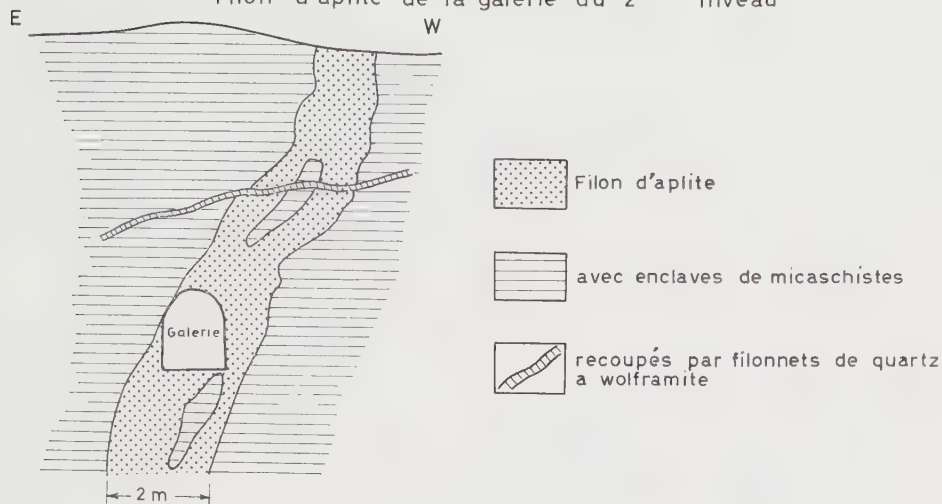
2) *Les aplites feldspathisées*. Le faciès-type de cette catégorie d'aplite peut être décrit au 2^e niveau de la carrière de la Bosse, sur le parement Sud, à l'entrée d'une courte galerie

Fig. 34. ECHASSIÈRES

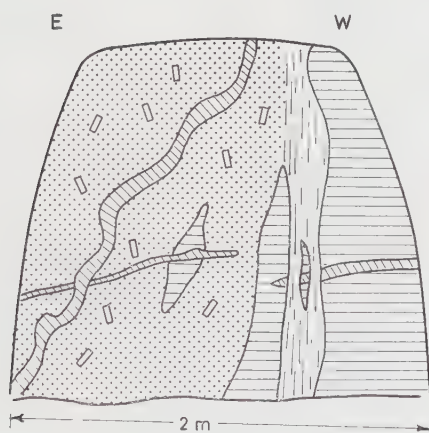
CARRIÈRE DE LA BOSSE

2^e NIVEAU (694)

Filon d'aplite de la galerie du 2^{ème} niveau



FRONT DE TAILLE DE LA GALERIE



Les veines de quartz à wolframite recoupent l'aplite à feldspaths et les micaschistes avec enrichissement net au passage de ces derniers. Toutefois au mur du filon on note une discontinuité dans une veine de quartz à wolframite qui ne se maintient que dans les micaschistes probablement en raison d'un écrasement ultérieur de l'aplite.

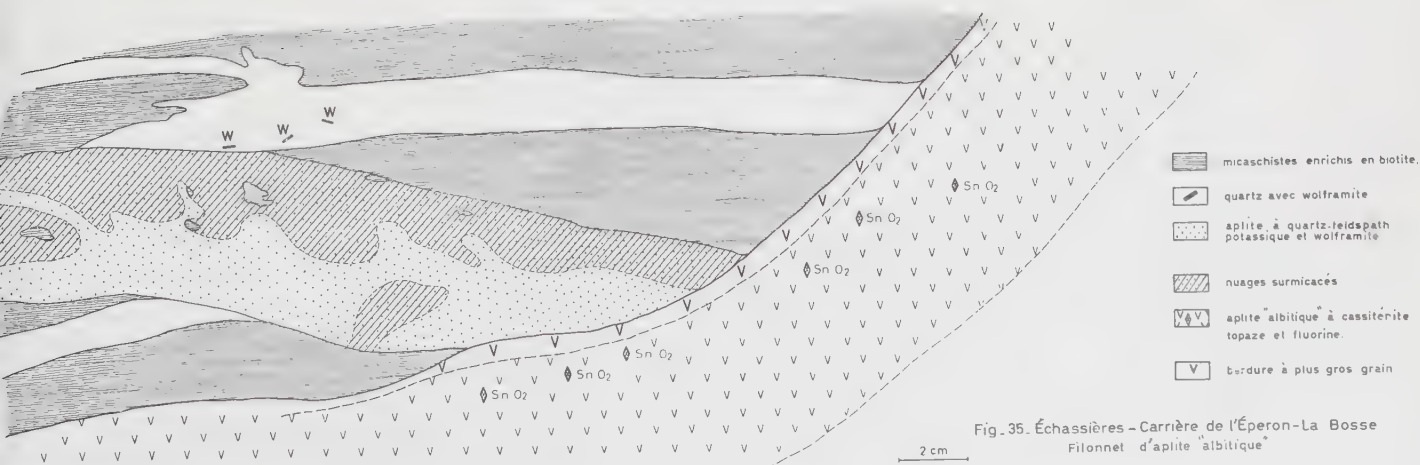


Fig. 35. Échassières - Carrière de l'Éperon - La Bosse
Filonnet d'aplite "albitique"

(voir fig. 34). L'aplite forme ici un large filon vertical, orienté N 10 à N 30 E puissant de 1 à 2 m, incliné de 60 grades vers l'Est, mais dont l'extension vers le haut et vers le bas paraît assez limitée ; il s'agit plutôt d'une lentille que d'un filon. De nombreux éléments de micaschistes y sont englobés. L'aplite de ce filon contient des phénocristaux de feldspath potassique, rosé ou blanchâtre, disposés d'une manière erratique ou bien en éventail, dont le développement évoque une feldspathisation tardive de l'aplite ; dans d'autres filons ces feldspaths potassiques se disposent perpendiculairement aux épontes.

En lame mince, on note un fond finement grenu de quartz, albite, feldspath potassique et muscovite sur lequel se détachent quelques cristaux millimétriques d'albite (An 3-5 %) bien maclés et plusieurs cristaux centimétriques de feldspath potassique, maclés Carlsbad, perthitiques, à contours dentelés, très riches en inclusions de quartz, petits plagioclases et micas ; ces cristaux semblent s'être développés après l'aplite.

Notons dès maintenant, nous y reviendrons à propos des rapports mutuels des différents types de filons, qu'un filonnet de quartz à wolframite qui recoupe l'aplite, recoupe également le feldspath potassique. D'autres filonnets de quartz à wolframite traversent ce filon d'aplite.

3) *Les aplites « albitiques »*. Je réserve ce terme pour désigner la roche constituant un petit filon (10 cm de puissance maximum) que nous avons rencontré, recoupant un bloc de micaschistes non en place, en éboulis dans l'angle S W du 2^e gradin de la carrière et recoupant également les filonnets de quartz et d'aplite normale (fig. 35).

Cette aplice est à grain nettement moins fin que celui des aplites normales. Elle contient *quelques grains de cassitérite mais jamais de wolframite*.

Au microscope, sa composition minéralogique apparaît la suivante :

— quartz	35 %
— albite	40 %
— feldspath potassique	10 %
— mica blanc ou faiblement coloré	5 %
— topaze	10 %
cassitérite	} accessoire
montebrasite	

fluorine violette corrodant et remplaçant la plupart des minéraux (albite, topaze, montebrasite).

Cette roche rappelle le granite de Beauvoir par sa composition (notamment les minéraux accessoires) et par sa structure (en particulier les lattes d'albite nettement corrodées par le quartz).

Les filons feldspathiques. — Ce type est essentiellement représenté par les filons interstratifiés de la Bosse.

Puissants de 0,20 à 0,60 m, orientés N 10 à N 20 E, avec un pendage de 20 à 35 grades vers l'Ouest, ces filons sont constitués par une alternance de veines de feldspath, kaolinisé ou non, de quartz et éventuellement de wolframite, réparties en un ou plusieurs bancs séparés par des lits de micaschistes (voir coupes du filon de la Bosse, fig. 36, 37 et 38).

Le feldspath, lorsqu'il n'est pas kaolinisé, se présente en cristaux ou en masses clivables centimétriques à décimétriques disposés perpendiculairement aux épontes du filon. Il est de couleur rosée. En lame mince, il apparaît généralement non maclé, *très riche en perthite d'exsolution*, répartie très uniformément, et légèrement altéré en séricite. De la *wolframite* peut lui être associée et, dans ce cas, l'interpénétration des deux minéraux est remarquable ; elle suggère une *cristallisation simultanée*. Ces deux caractères, présence de perthite et association intime avec la wolframite, éliminent l'hypothèse d'une feldspathisation tardive de basse température des veines minéralisées d'Echassières, phénomène qui a été observé dans de

nombreux gisements d'étain, tungstène ou molybdène (M. STEMPROK, 1963). Dans ces gisements, le feldspath potassique présente des caractères voisins de ceux de l'adulaire, n'est jamais perthitique, et remplace les autres minéraux. Aucun de ces caractères ne se retrouve dans les feldspaths des filons d'Echassières qui semblent donc contemporains de la formation même des filons.

Quant aux relations du quartz et du feldspath potassique, jamais elles n'affectent l'allure de compénétration réciproque si typique dans les pegmatites (W.T. SCHALLER, 1933). Lorsque les deux minéraux sont présents simultanément, chacun forme des lits séparés qui donnent à la roche une texture rubanée, encore mieux soulignée s'il y a des lits de wolframite, texture qui ne s'apparente nullement avec une quelconque zonalité structurale comme l'on peut en rencontrer dans les pegmatites complexes.

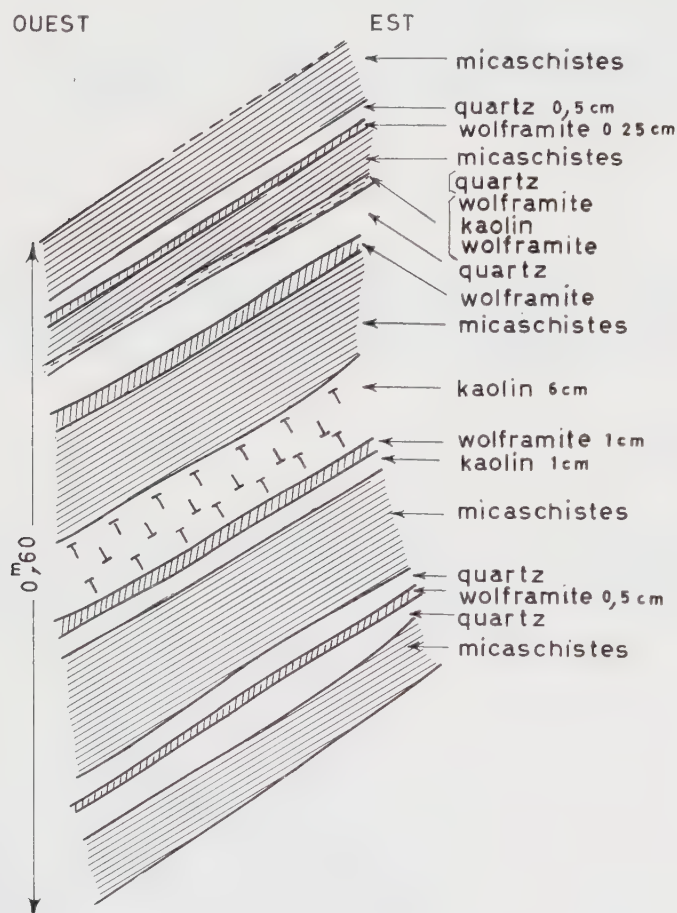


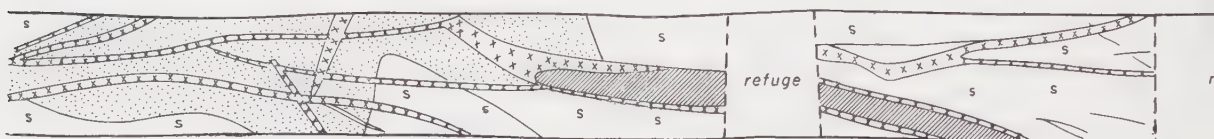
Fig. 36

COUPE DU FILON DE LA BOSSE N°1
(D'APRES ARCHIVES)

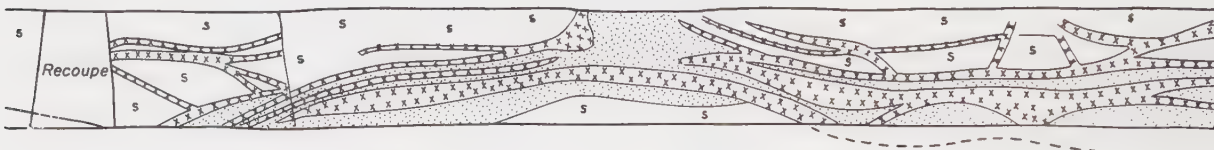
La Bosse Filon n°1 - 2^e niveau - Extrait de la coupe du parement W.



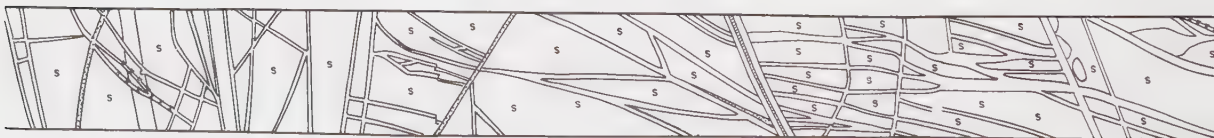
La Bosse Filon n°1 - 3^e niveau galerie Sud - Extrait de la coupe du parement W.



La Bosse Filon n°1 - 4^e niveau galerie Nord.

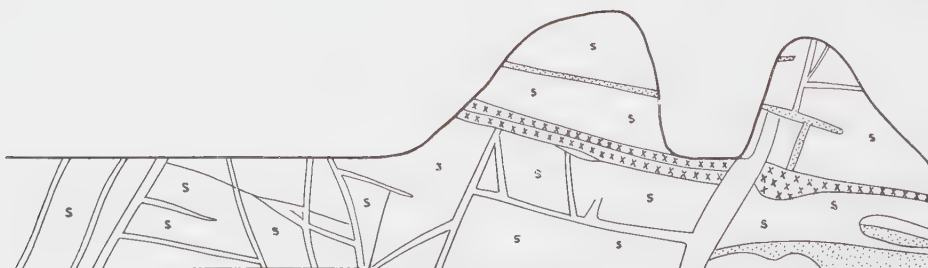


La Bosse Filon n°1 - 3^e niveau Travers banc E-W.



Le Suquet

— N 89 g. W —>



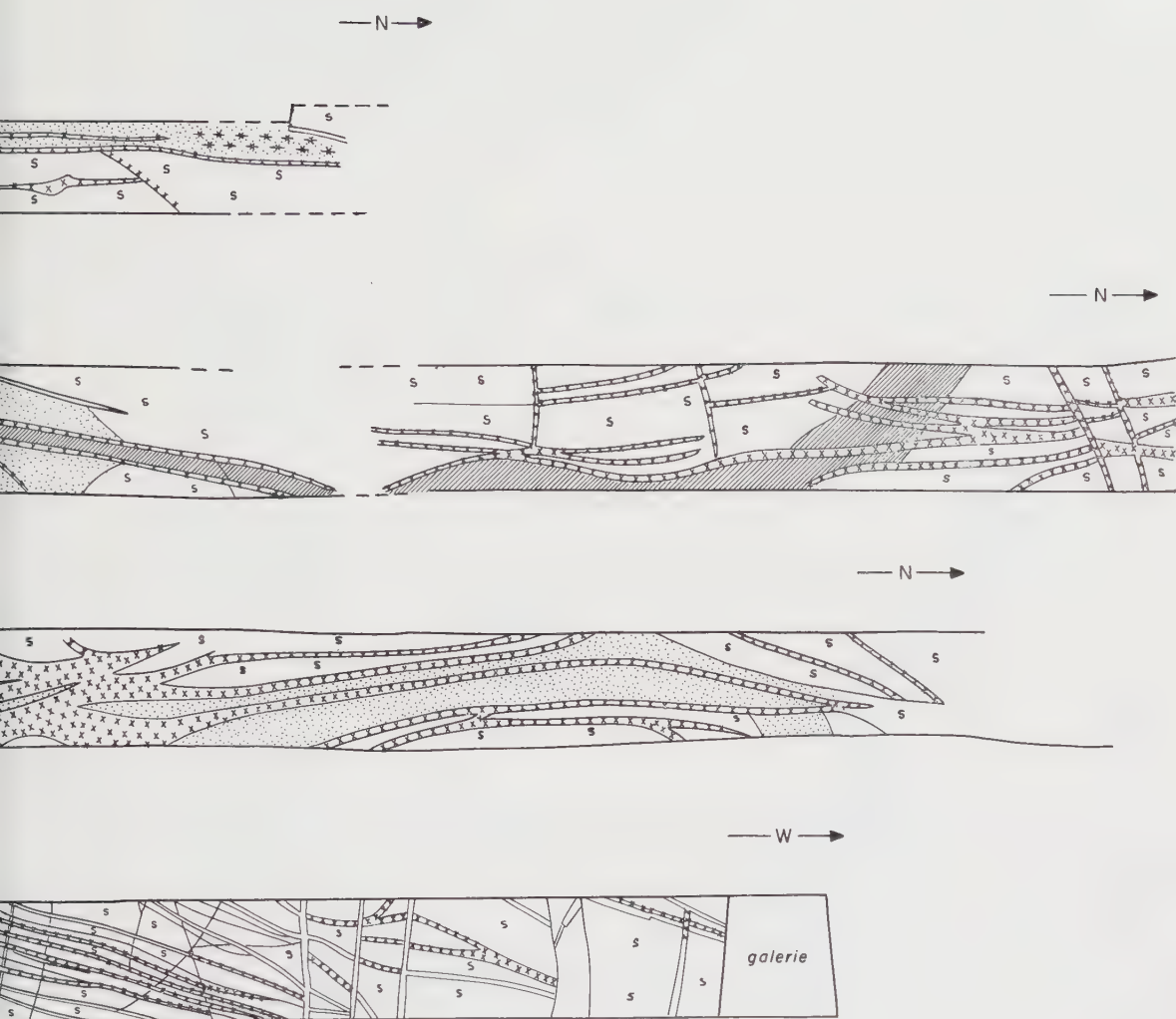


Fig. 37

Echassières - Stockwerk de l'Eperon - La Bosse

COUPES SCHÉMATIQUES MONTRANT QUELQUES ASPECTS DU COMPORTEMENT DES FILONS DU GISEMENT SUD

(Extraites des archives de la C^{ie} Minière des Montmins).

0 | | | 4 m

Micaschistes 
Feldspath, Kaolin, Aplite 
Greisen 

Quartz { avec wolframite 
 { sans wolframite 

Par ailleurs, jamais ces filons feldspathiques ou quartzo-feldspathiques ne s'orientent vers un gisement en amas ou lentilles ; ils conservent toujours un habitus filonien régulier.

Enfin, selon la classification de A.E. FERSMAN, 1931, ces filons s'apparenteraient plutôt à la lignée pneumatolytique qu'à la lignée pegmatitique.

Ces diverses raisons nous ont conduit à ne pas employer la qualification de « pegmatitique » pour ces filons et lui préférer celle, moins lourde de signification génétique, de « feldspathique ».

Filon de greisen à quartz-topaze-mica.

Nous avons déjà signalé, dans les filons quartzeux, la présence fréquente, à titre de minéraux accessoires, de topaze et de micas. D'autres filons, ou portions de filons, sont suffisamment enrichis en ces deux minéraux pour justifier la qualification de greisen. En fait, ils ne semblent constituer qu'un aspect particulier des filons de quartz du premier type.

Ils représentent probablement une version plus influencée par les roches encaissantes ou par les matériaux préexistants au remplissage filonien. Au cours de leur formation l'influence de la métasomatose a dû être plus marquée.

Leur gisement est le même que celui des filons de quartz.

L'aspect macroscopique du greisen type est celui d'une roche compacte grise, piquetée de lamelles micacées sombres. La topaze est assez rarement visible à l'œil nu. Généralement ces filons présentent, à leurs épontes, une bordure purement quartzreuse.

En lame mince, la composition minéralogique apparaît la suivante :

— quartz	60 à 80 %
— topaze	5 à 20 %
— mica	10 à 20 %
— wolframite	accessoire.

Le quartz est en plages engrenées du même type que celui des filons quartzeux ; la topaze se présente en petites plages (0,1 à 0,5 mm) déchiquetées, riches en inclusions solides, surtout micacées ; plus rarement elle est en grands cristaux (jusqu'à 1 cm) bien clivés, fracturés et partiellement remplacés par des micas. Le mica est de deux types : il s'agit soit de muscovite, soit, le plus souvent, de biotite très décolorée, d'aspect tout à fait identique à celle des mica-schistes au contact des filons. Dans tous les cas, même si cela n'était pas décelable macroscopiquement, il existe toujours au contact des mica-schistes (ou du microgranite) un liseré quartzeux où topaze et mica disparaissent, le quartz restant seul, en élargissant légèrement son grain, tandis que l'on constate un net enrichissement en wolframite plus grossièrement cristallisée, alors que dans le greisen, elle se trouvait disséminée sous forme de petites aiguilles. Cette disposition rappelle celle que nous avons déjà observée aux épontes des filons d'aplite, elle est en désaccord avec ce que l'on note généralement dans les filons de quartz et greisen dans lesquels le quartz se trouve plutôt au centre du filon et le greisen aux épontes.

Je signalerai enfin la présence, à proximité du contact granite de Beauvoir-micaschistes, dans l'angle S-W de la carrière de la Bosse, au deuxième gradin, d'un petit filon de greisen d'un type particulier et dont aucun autre exemple n'a été retrouvé dans le massif.

Il s'agit d'un filon très couché, puissant d'une dizaine de centimètres, que l'on peut suivre sur une dizaine de mètres tout au plus car il disparaît de part et d'autre sous des éboulis, au-delà desquels, on ne le retrouve pas. Dans la partie observable, ce filon recoupe un filon vertical de quartz à wolframite.

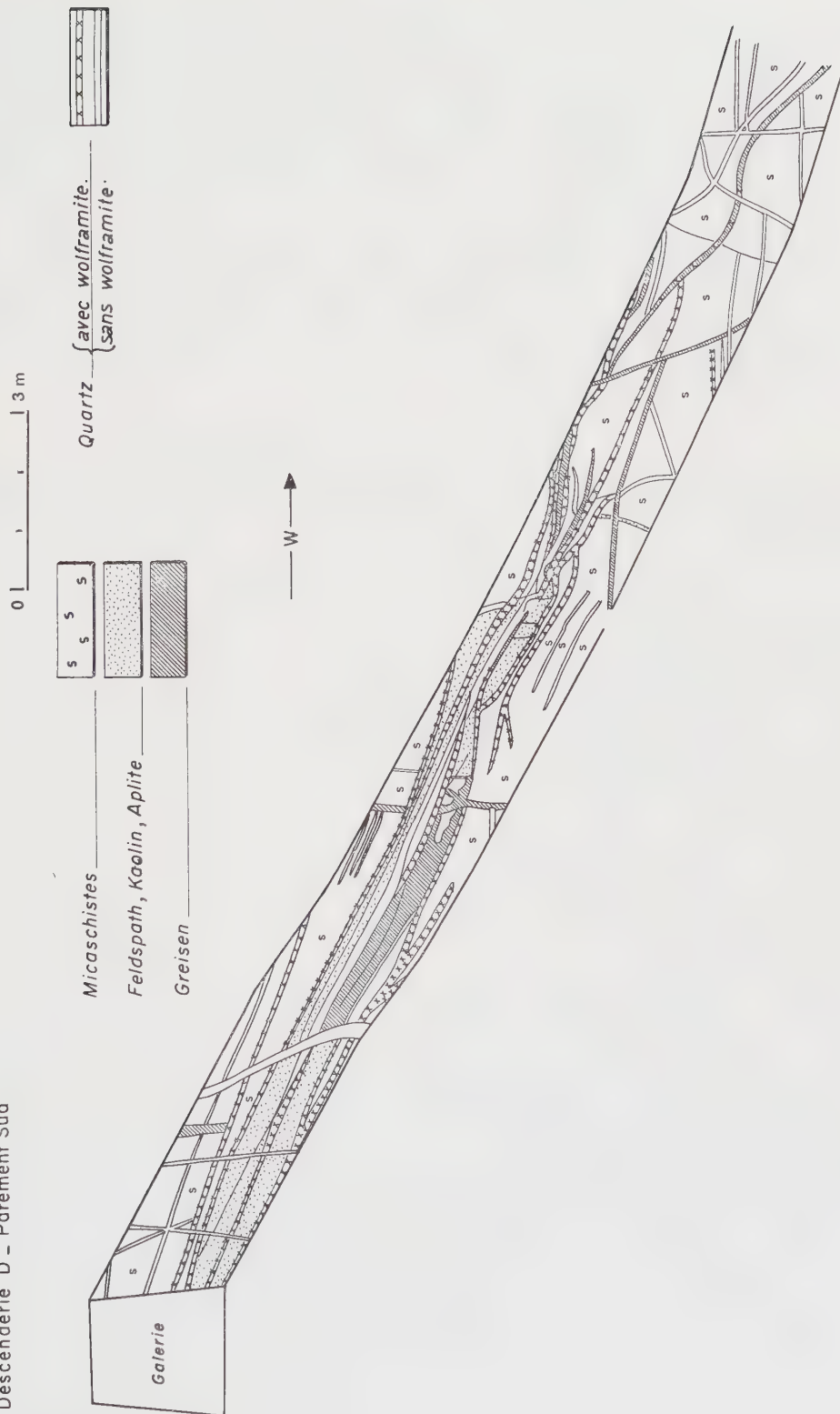
C'est une roche blanc gris à blanc jaunâtre, à grain assez fin, très riche en quartz, comportant également du mica blanc et surtout, partageant le filon en deux parties, un alignement de cassitérite brun-noir.

Fig. 38

Echassières - Stockwerk de l'Eperon - La Bosse

COUPE SCHÉMATIQUE DU FILON N°1

Descenderie D - Parement Sud



En lame mince, le *quartz* apparaît en grains millimétriques, engrenés ou non, au milieu d'un fond argilo-micaé où l'on distingue des fantômes de feldspaths en lattes tout à fait identiques à ceux des granites à albite-lépidolite greisenisés de la coupole de Beauvoir ; les traces d'un remplacement de ces *anciennes albites* par le quartz sont très nettes. On observe le même phénomène autour des cristaux déchiquetés de *topaze* et des lamelles ou des agrégats rayonnés de *muscovite*. Enfin la *cassitérite* en cristaux losangiques millimétriques fracturés, associés aux micas blancs, forme un chapelet plus ou moins continu au milieu de la roche. Il n'y a pas de wolframite.

Ce greisen est à rapprocher de l'aplite-albitique que nous avons décrite précédemment dans un bloc erratique de micaschistes. A notre avis, l'un et l'autre appartiennent à la filiation du granite de Beauvoir dont ils constituent les seules manifestations filoniennes extrabatholitiques connues, tout au moins autour de la coupole principale. Dans les deux cas les conditions d'observations sont telles qu'il n'est pas possible d'affirmer que ces filons émanent bien en ligne directe du granite de Beauvoir mais les arguments pétrographiques plaident fortement en faveur d'une telle hypothèse.

1-4-1-2) *Relations mutuelles des filons du stockwerk.*

Un examen serré des divers fronts de la carrière de la Bosse conduit aux conclusions les plus contradictoires si l'on tente d'y établir une chronologie relative rigoureuse entre les filons constituant le stockwerk, qu'ils soient de même type ou non. Ainsi on connaît :

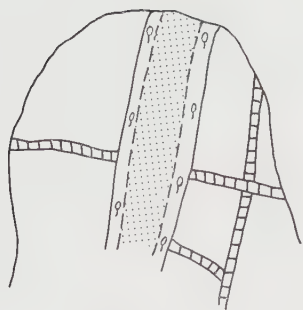
- des filons de quartz à wolframite ou non :
 - recoupés par d'autres filons de quartz à wolframite (fig. 39 a et b).
- des filons d'aplite :
 - recoupés par d'autres filons d'aplite (fig. 39 j).
 - épontés (fig. 39 a, b, c, d, e, f, g, h) ou
 - recoupés (fig. 39 b et j) par des filons de quartz.
 - recoupant des filons de quartz (fig. 39 a, k, n).
 - passant latéralement à des greisens (fig. 39 f)
 - enrichis en grands feldspaths potassiques (fig. 39 h, i, j) jusqu'au passage à un faciès de filon feldspathique (fig. 39 l).
- des filons feldspathiques :
 - recoupant des filons de quartz ou des filons d'aplite.
 - recoupés par des filons de quartz.
 - comportant des lits et des noyaux de quartz.
 - passant latéralement aux aplites.
- des filons de greisen :
 - épontés par des veines de quartz.
 - passant latéralement à des filons de quartz ou d'aplite (fig. 39 f).

En bref, je crois que nous avons rencontré à peu près tous les cas possibles. Il se dégage toutefois une certaine tendance que l'on peut ainsi résumer :

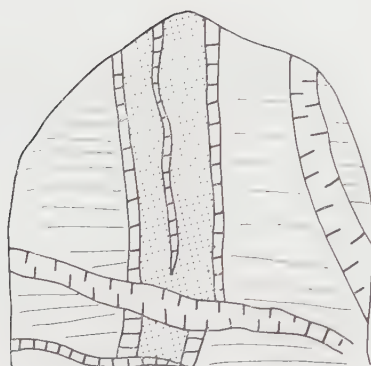
- les filons de quartz à wolframite sont *généralement* recoupés par des filons d'aplite et les filons feldspathiques ;
- les filons d'aplite sont souvent épontés par des veines de quartz à wolframite qui suivent leur réseau et à partir desquelles s'échappent des filonnets de quartz dans des fissures secondaires. Tout se passe comme s'il s'était produit une différenciation du matériel aplitique vers le quartz au contact des lèvres de la fracture principale et dans les fractures annexes.

Enfin certains d'entre eux sont recoupés par des veines quartzeuses à wolframite. Il y aurait donc au moins *trois générations de quartz à wolframite*.

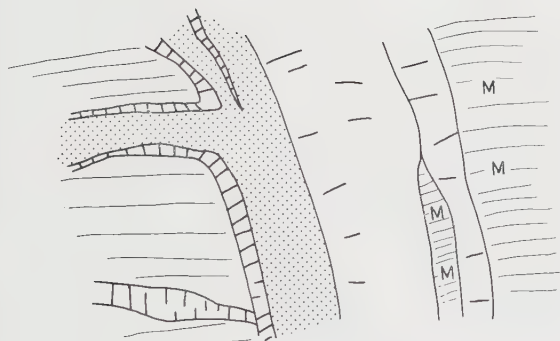
- Il existe des passages latéraux du quartz à l'aplite ou au greisen et de l'aplite au greisen.



(a)
Fig.39



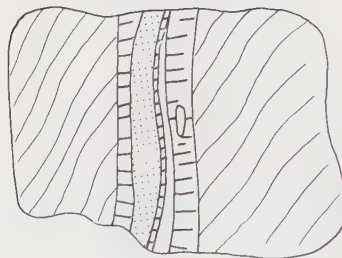
(b)
Fig.39



Descenderie
du Suquet

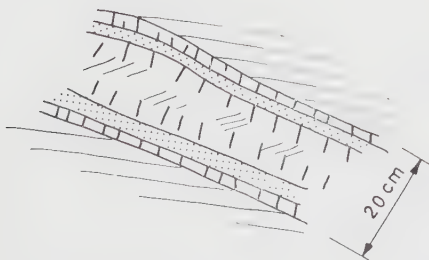
0,60 m

(c)
Fig.39

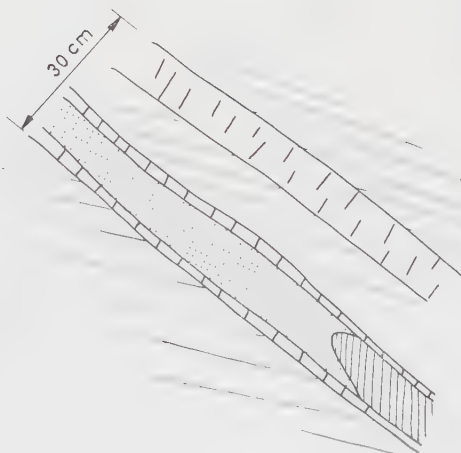


10cm

(d)
Fig.39

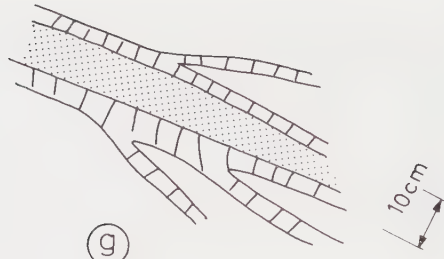


(e)
Fig.39

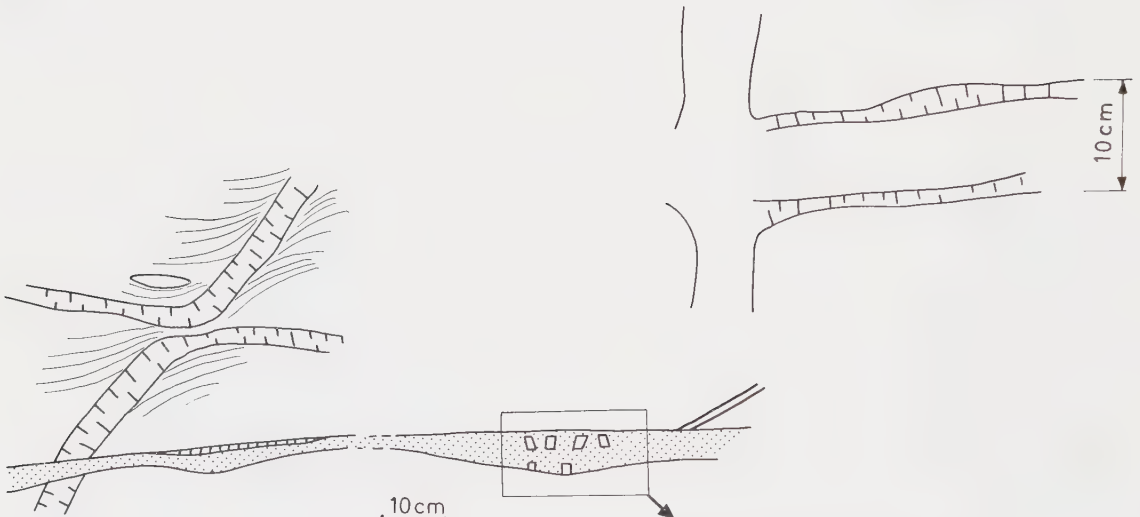


30 cm

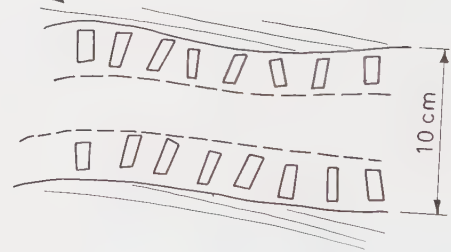
(f)
Fig.39



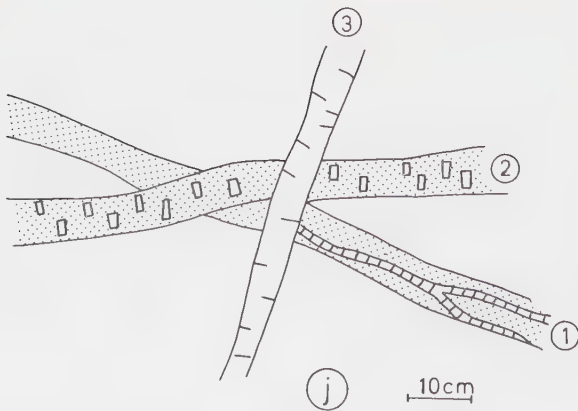
(g)
Fig. 39



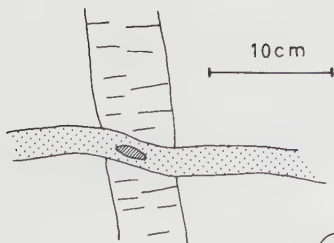
10 cm
(h)
Fig. 39



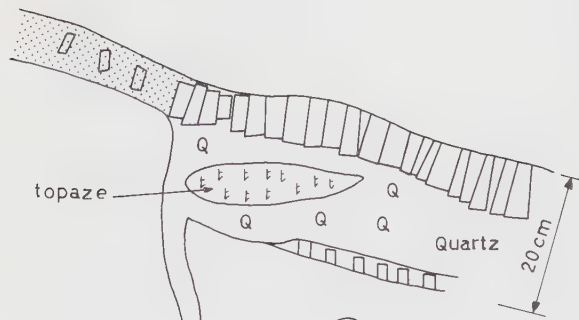
(j)
Fig. 39



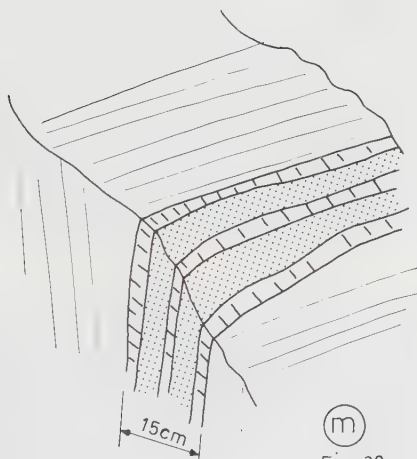
(j)
Fig. 39



(k)
Fig. 39



(l)
Fig. 39



(m)
Fig. 39

1064



micaschistes



quartz



quartz à wolframite



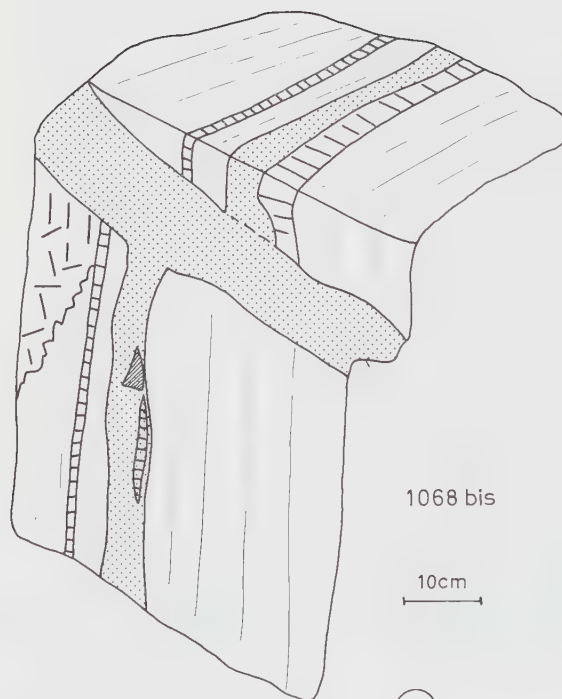
greisen



aplite



feldspath potassique



1068 bis

10cm

Relations mutuelles des filons
de stockwerk.

(n)
Fig. 39

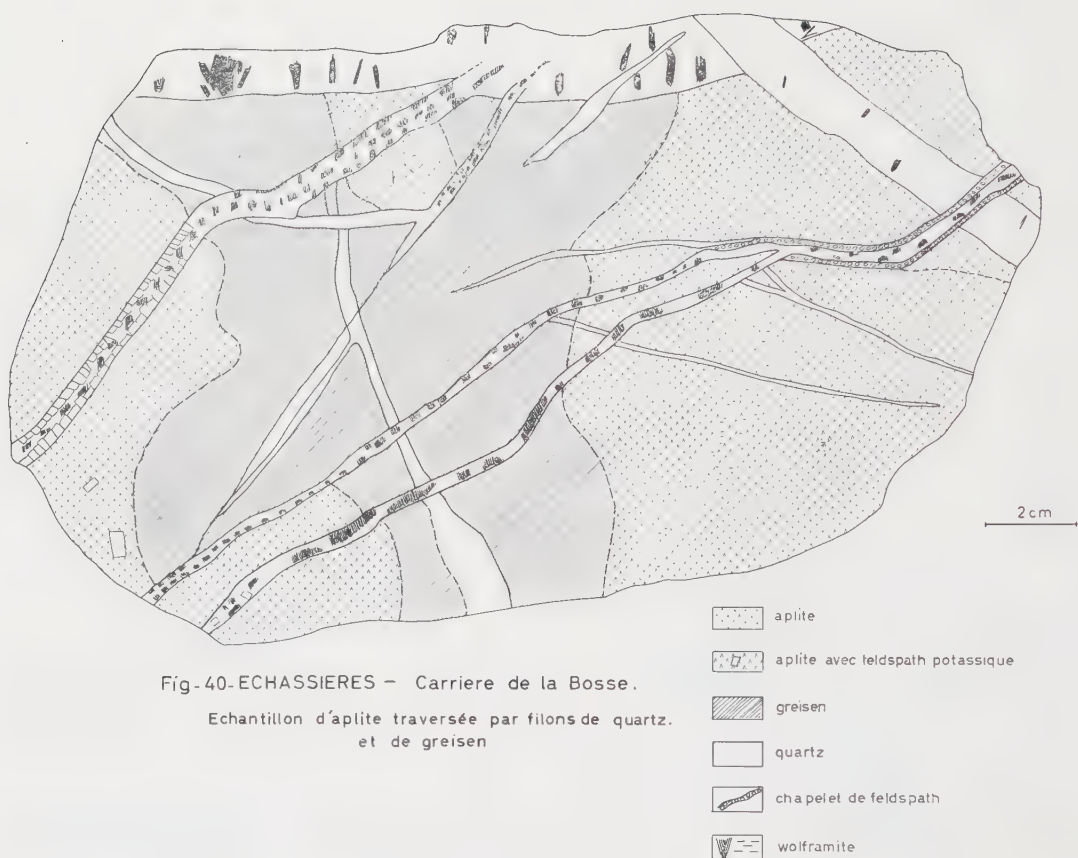


Fig. 40-ECHASSIERES - Carrière de la Bosse.

Echantillon d'aplite traversée par filons de quartz.
et de greisen

-  aplite
-  aplite avec feldspath potassique
-  greisen
-  quartz
-  chapelet de feldspath
-  wolframite

Exemple de passage latéral : le filon Wilson.

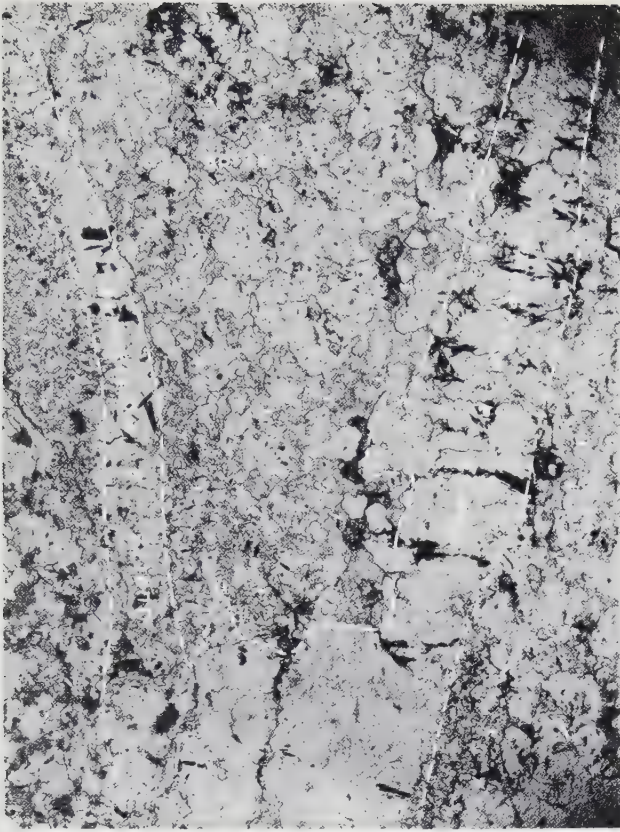
Le filon Wilson, situé un peu à l'extérieur du stockwerk, au Sud de la route La Bosse-Saint-Eloy, est connu en affleurement sur une cinquantaine de mètres d'allongement du Nord au Sud. Il est incliné de 25 à 35 grades vers l'Ouest (voir fig. 41).

Vers le Nord, et vers l'Ouest, le filon Wilson est brutalement interrompu par une faille verticale au-delà de laquelle il n'a pas été possible de le retrouver. En partant de cette faille et en allant vers le Sud le filon présente les faciès suivants (échantillons A 1133 a, b, c et A 1134).

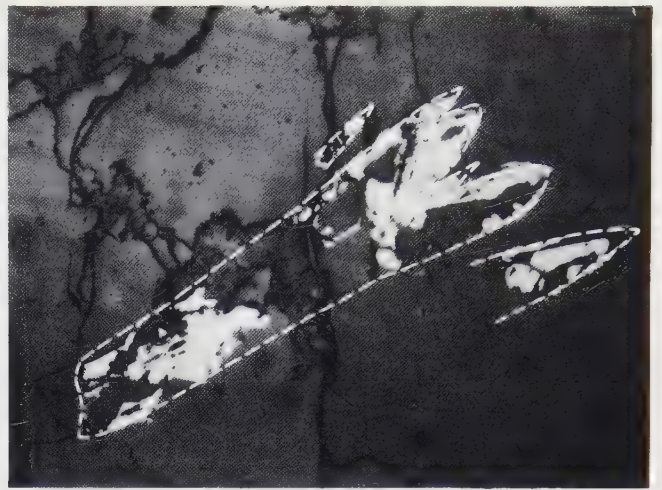
1) *Greisen à grain fin*, gris à gris verdâtre, très micacé, dans lequel on distingue quelques paillettes de wolframite.

En lame mince ce greisen apparaît comme une *ancienne aplite* ; en effet il est constitué d'un agrégat de quartz, muscovite et d'amas argilo-sériciteux qui représentent très probablement d'anciens feldspaths modifiés. La topaze est présente comme minéral accessoire, de même que la wolframite en paillettes demi-millimétriques distribuées à travers toute la roche. Certaines paillettes de wolframite semblent partiellement remplacées par le quartz (voir planche XXXVII 2 et 3).

2) *Greisen à grain fin* traversé par des *veinules de quartz* à wolframite de plus en plus nombreuses. C'est le faciès normal du filon à une vingtaine de mètres de la faille.



1



2



3



4

1. — L.M. 21 790 — L.N. $\times 11$.

Filon Wilson. Greisen à grain fin et mouches de wolframite



traversé par veinules de quartz à wolframite.

2 et 3. — S.P. 6 977 — L.N. $\times 60$.

Exemples de remplacement de wolframite (blanc) par le quartz (gris).

4. — L.M. 21 123 — L.P. $\times 25$.

Lamelle de wolframite (noir) au contact d'un greisen surmicacé et d'une veine de quartz à topaze



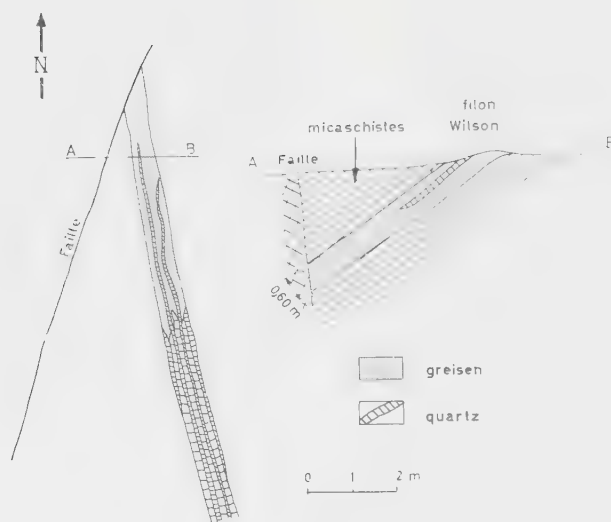


fig 41 -ECHASSIERES-
Filon Wilson — Plan et coupe schématiques

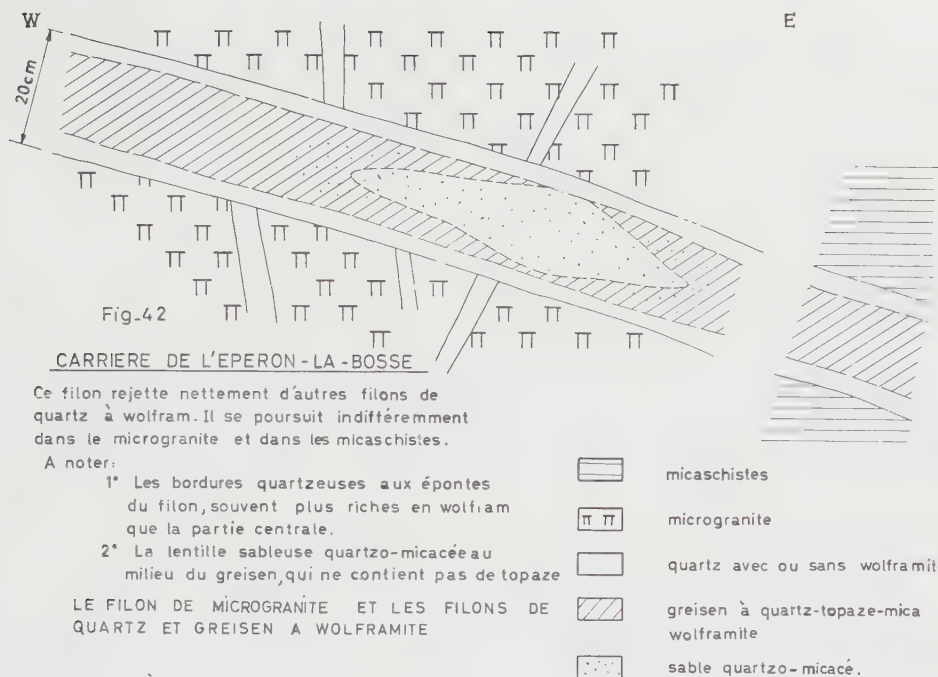
Ces veinules centimétriques sont constituées de quartz craquelé, taché de brun par des oxydes de fer et de noir par la wolframite en aiguilles. En lame mince le contact quartz-greisen, qui, macroscopiquement, apparaissait très brutal, semble beaucoup plus nuancé : dans les filonnets, il y a essentiellement augmentation du grain de quartz par rapport au greisen, développement plus large, en éventail, des agrégats de wolframite, sans discontinuité brutale, et disparition des micas.

3) *Quartz feuilleté à wolframite*. — C'est le terme extrême observé aux affleurements les plus méridionaux du filon. Les veinules de quartz, disposées parallèlement aux épontes, se sont multipliées jusqu'à ne plus laisser que quelques alignements discontinus résiduels de greisen verdâtre, qui, microscopiquement, se traduisent par des traînées de micas blancs. La wolframite est disposée en aiguilles, perpendiculairement à ces alignements.

Des passages latéraux du même type peuvent être observés dans le filon du Suquet (Descenderie principale) et dans un filon traversant le microgranite-porphyre dans la carrière de la Bosse.

S'il fallait absolument établir une chronologie entre les filons du stockwerk de la Bosse, je le ferais de la manière suivante :

- I) Mise en place d'un premier jeu de filons de quartz à wolframite.
- II) Nouvelle fracturation qui sert de guide au dépôt des filons d'aplite et aux filons feldspathiques avec, à leurs épontes, formation de veinules de quartz à wolframite qui divergent dans les fractures secondaires.
- III) Dernière génération de filons de quartz à wolframite recoupant les aplites.
L'épisode de la greisénisation de l'aplite se situerait entre le 2^e et le 3^e stade.
- IV) Beaucoup plus tardivement mise en place de très rares filons d'aplite « albitique » à cassitérite.



1-4-1-3) Relations avec les différentes unités pétrographiques du massif.

Tous les filons constituant le stockwerk de la Bosse sont :

- a) postérieurs — au lamprophyre
— au microgranite-porphyre
dont ils recoupent les formations (voir fig. 30, 32 et 42).
- b) antérieurs — au granite des Colettes
— au granite de Beauvoir.

Les relations des filons de quartz à wolframite et du granite des Colettes sont clairement exprimées dans les croquis représentant le contact granite-micaschistes, dans l'angle NE de la carrière de la Bosse, au 2^e gradin. Le contact est en escalier avec quelques éléments de micaschistes déplacés et noyés dans le granite. Un filon de quartz à wolframite, pseudo-concordant avec la stratification des micaschistes, est brusquement interrompu au contact. Dans le prolongement d'autres filons, également interrompus au contact granite-micaschistes, on note des alignements d'éléments de quartz à wolframite. Enfin dans un bloc déplacé, qui s'emboîterait parfaitement dans le toit de micaschistes, un filet quartzeux minéralisé se poursuit.

En ce qui concerne les relations du granite des Colettes avec les filons aplitiques, les filons feldspathiques et les greisens, nous n'avons pas trouvé de front d'observation aussi démonstratif. C'est plutôt un raisonnement par défaut qui conduit à des conclusions analogues : on ne connaît pas, dans le granite des Colettes, de tels filons d'aplite, de greisen ou de feldspaths. Pourtant tout le parement nord de la carrière de la Bosse découpé à quelques mètres seulement du contact micaschistes-granite et dans ce dernier, représente un panneau d'observation de près de 10 000 m² : aucun des filons connus, quelques mètres plus au Sud dans les micaschistes ne s'y poursuit ; on y trouve seulement de petits filonnets de quartz tardif (voir

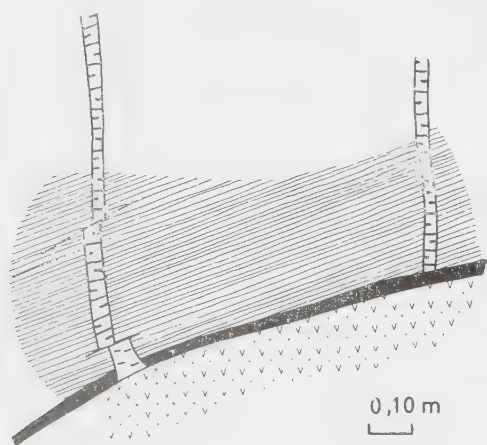
plus loin) et de rares filonnets verticaux d'aprites généralement très kaolinisées. Dans un échantillon plus frais, une lame mince montre que cette aprite diffère des aprites filoniennes du stockwerk par l'abondance du microcline, la pauvreté en plagioclase, l'absence de topaze et de toute trace de minéralisation.

Les relations des filons du stockwerk de la Bosse avec le granite à albite-lépidolite de Beauvoir sont les mêmes qu'avec le granite des Colettes : tous les filons s'arrêtent brutalement sur le toit du granite à albite-lépidolite.

Ceci est visible aussi bien dans la carrière du Suquet (voir fig. 43) que dans la carrière de la Bosse (planche XVI 2).

Ces observations confirment celles recueillies auprès de M. BARREL, qui surveilla l'exploitation des travaux souterrains puis de la carrière de la Bosse durant de nombreuses années : « Tous les filons s'arrêtent brutalement au contact tout aussi bien vers Colettes ou vers Beauvoir. Une seule exception : le filon F 5 bis au niveau 707 qui pénétrait dans la granulite franche de Beauvoir : il fut suivi sur quelques mètres sans minéralisation apparente en tungstène ou en étain ». Il est évidemment fort regrettable que nous ne disposions pas de renseignements complémentaires sur ce filon exceptionnel à cheval sur les micaschistes et le granite à albite-lépidolite ; il serait intéressant de connaître ses exactes conditions de gisement et les rapports objectifs qu'il présente vis à vis des deux formations. En l'absence de ces renseignements, il paraît difficile de ne pas souscrire à la conclusion qui s'impose face à la centaine de filons et filonnets qui, eux, ne débordent pas des micaschistes :

La mise en place des filons quartzeux, feldspathiques, apritiques et de greisen, minéralisés en wolframite (ferbélite), qui constituent le stockwerk de la Bosse est postérieure à celle des filons de microgranite, mais elle a précédé celle du granite des Colettes et du granite de Beauvoir, ou, au mieux, leurs dernières phases d'évolution.

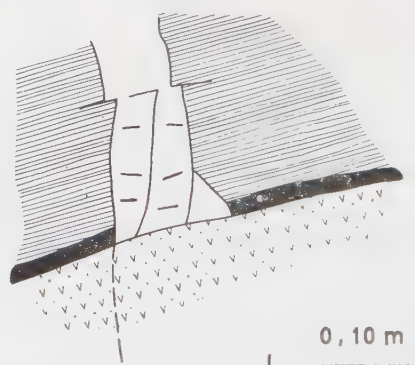


-ECHASSIERES-

-Carrière du Suquet-

Contact au sommet de la coupole
Noter l'interruption des filonnets
de quartz à wolframite

Fig. 43



Détail du contact



Micaschistes.



"Albite" greisenisée.



Liseré à topaze cassitérite.



Quartz à wolframite

CONCLUSIONS.

L'étude du stockwerk de la Bosse a permis de mettre en évidence les éléments suivants :

1) L'antériorité de sa mise en place par rapport à celles des principales unités granitiques du massif d'Echassières, ce qui sous-entend *sa filiation à un épisode granitique plus ancien de l'évolution de ce massif*, à un « granite de la Bosse » posthume dont aucune trace n'aurait subsisté après la formation du granite des Colettes et surtout du granite de Beauvoir, sinon ses importantes manifestations filoniennes.

2) L'importance du rôle joué par la fracturation des micaschistes dans la répartition du système filonien, le *caractère dilationnel du remplissage* et la part relativement faible de la métasomatose dans sa formation.

3) La complexité des gangues et de leurs rapports mutuels contradictoires qui tendent à indiquer que de grandes variations plus ou moins simultanées se sont produites dans l'évolution du matériel d'apport ; si, à l'échelon d'un échantillon ou d'un front de carrière limité il est parfois possible d'établir un ordre chronologique donné, celui-ci n'est jamais valable pour l'ensemble du gisement. Les filons, dans leur ensemble, peuvent être considérés comme *pénécontemporains*.

4) La simplicité de la minéralisation représentée par un seul minéral, la wolframite (variété ferberite) dont la composition reste la même dans tout le gisement en dépit de son grand volume et quel que soit le type de filon intéressé. Il n'y a pas de cassitérite (ou bien elle est alors liée à des filons d'aplite tardifs), ni de sulfures (ou extrêmement rares).

Quartz, topaze, et wolframite sont les minéraux constants de la paragenèse qui assurent à l'ensemble du stockwerk une homogénéité certaine, et un caractère « pneumatolytique ».

1-4-2) LES FILONS DU MAZET — LE GISEMENT DE TUNGSTÈNE NORD.

Nous insisterons moins sur ce qu'il est convenu d'appeler le gisement nord des Montmins ou gisement du Mazet, d'importance économique et d'intérêt métallogénique bien moindres, présentant des caractères beaucoup plus conformes à ceux des gisements wolframifères périgranitiques classiques, sinon pour justement souligner tout ce qui le différencie du gisement sud de la Bosse.

Le gisement nord comprend un groupe de filons parallèles dont le nombre est bien limité. D'Est en Ouest, on rencontre les 4 filons principaux suivants :

- le filon Sainte-Barbe
- le filon Gilbert
- le filon Mazet n° 1
- le filon Roman

Tous ces filons présentent des caractéristiques voisines.

1-4-2-1) *Gisement.*

Ils sont localisés dans des fractures à la limite du granite des Colettes et des micaschistes entre les hameaux des Montmins et de Montmiands. Les plus importants (Sainte-Barbe et Mazet n° 1) chevauchent cette limite ; ils sont donc encaissés pour une part dans les micaschistes et pour une autre part dans le granite. Le filon Sainte-Barbe est installé dans une faille qui décroche la ligne de contact sur près de 800 m d'allongement ; il présente alors un toit de micaschistes et un mur de granite. Le filon Mazet n° 1 offre la même disposition mais le long d'un décrochement beaucoup plus réduit (une dizaine de mètres).

Les autres filons (Gilbert et Roman) ainsi que quelques indices filoniens de développement limité (Mazet n° 2, Mazet n° 3, Roches etc... voir plan VII) sont encaissés dans le granite.

Tous ces filons présentent une orientation voisine, comprise entre N 10 et N 35 E conforme avec celle de la fracturation générale du massif ; ils sont verticaux ou fortement pentés vers l'Est. Leur puissance est comprise entre 0,10 et 1,30 m ; elle est généralement inférieure à 0,50 m.

1-4-2-2) Nature.

Le remplissage filonien est essentiellement constitué de quartz, blanc à grisâtre, parfois d'aspect calcédonieux et prenant alors une teinte jaunâtre ou même vert foncé.

ECHASSIERES - gisement de tungstène Nord Coupe du filon Gilbert

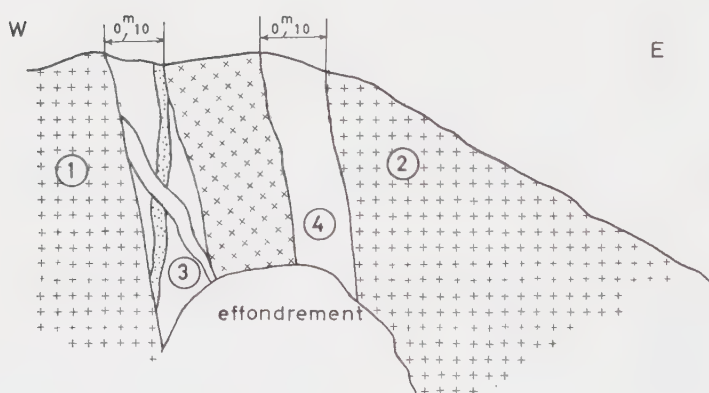


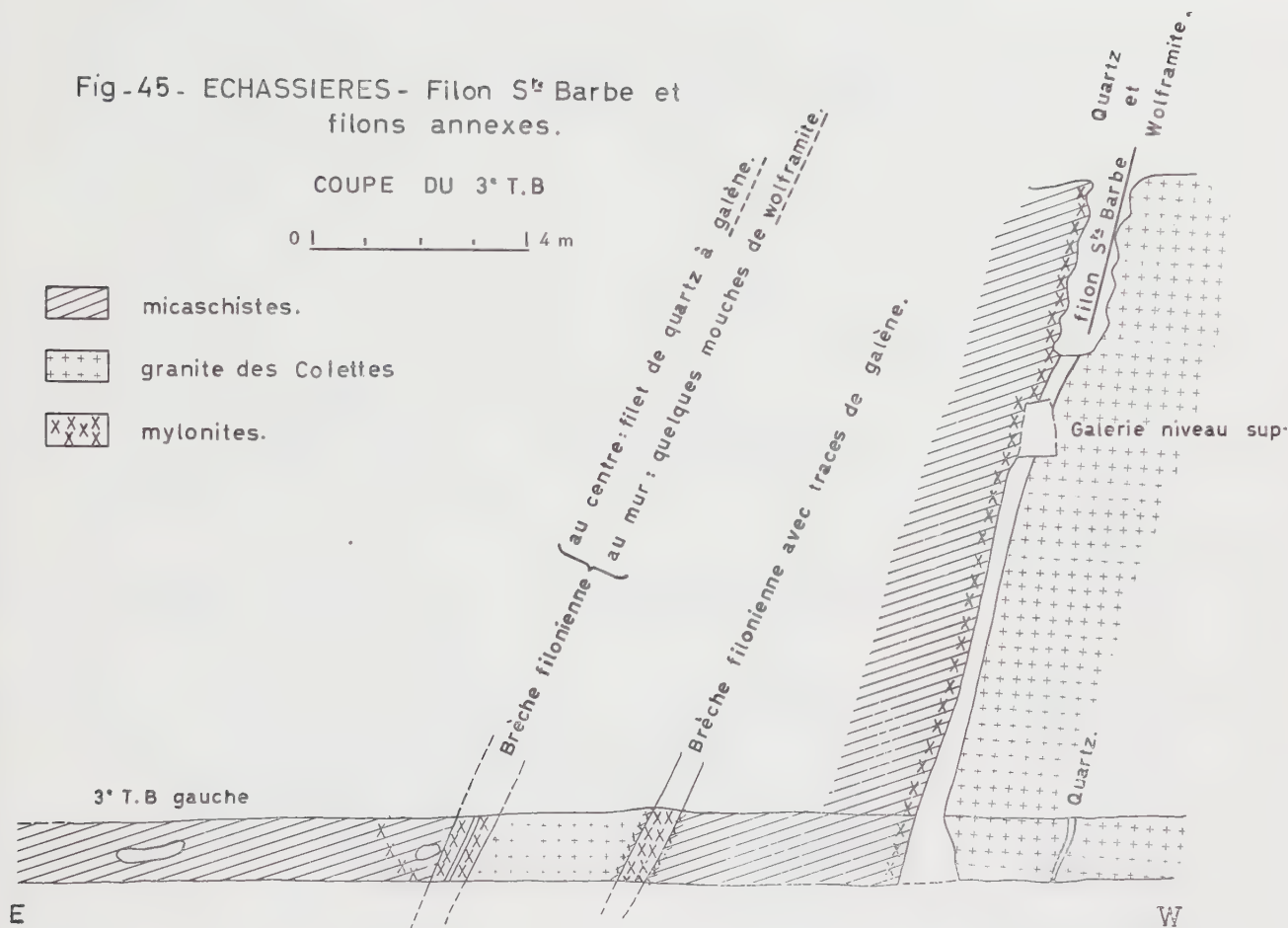
Fig. 44

- | | | |
|---|--|----------------------------|
| | granite des Colettes | ① normal |
| | | ② avec filonnets de quartz |
| ③ | filon de quartz multiple avec veines se recoupant, les unes les autres dont une, de teinte gris violacé, est riche en hübnerite. Les autres sont stériles. | |
| ④ | filon de quartz stérile | |

La minéralisation en *wolframite*, variété riche en manganèse proche de la hübnerite, est disposée en fines aiguilles dans des veinules individualisées de quartz souvent violacé (voir coupe du filon Gilbert, fig. 44). De la *pyrite* et un peu de *mispickel* peuvent l'accompagner (Mazet n° 1) ainsi que des traces de *cassitérite*.

Le cas du filon Sainte-Barbe (fig. 45) est particulier ; on y rencontre outre du *mispickel* et de la *pyrite*, de la *galène* ; elle n'est pas associée à la *wolframite* mais à des éléments dont l'origine est à rechercher dans un filon croiseur du filon Sainte-Barbe, le filon Louis, qui

Fig -45- ECHASSIERES - Filon S^t Barbe et filons annexes.



présentait un remplissage très différent des filons wolframifères puisqu'il renferme, associée à du quartz, une minéralisation en *barytine*, *galène* et *marcasite*. Ceci explique également la présence dans la zone d'oxydation de la faille Sainte-Barbe de minéraux tels que la *pyromorphite*, la *mimétite*, la *gorcéixite* et ce minéral signalé par SCHNÆBELE (1922) mais, que je n'ai pas pu retrouver, la *iodargyrite*.

Enfin l'*autunite* et de la *chalcolite* ont été signalées dans le filon Roman.

A leurs épontes les filons du type Mazet peuvent provoquer une *greisénisation* du granite encaissant et ceci sur une puissance qui n'excède pas 0,50 m. Les greisens formés sont d'un type classique, on y observe une silicification importante soulignée par l'abondance de veinules quartzeuses et le remplacement des feldspaths par une pâte micromicacée verdâtre. Ces greisens ne sont pas minéralisés.

D'une manière générale la minéralisation en tungstène diminue à mesure que l'on s'éloigne de la ligne de contact micaschistes-granite. Elle est répartie, d'une manière lenticulaire à l'intérieur des filons. Le filon le plus riche est le filon Mazet n° 1 qui est minéralisé sur une centaine de mètres d'allongement ; il a été reconnu et exploité sur une hauteur d'une trentaine de mètres. L'exploitation des filons de ce groupe a produit un tonnage de l'ordre de quelques centaines de tonnes de WO_3 .

TABLEAU 15

TABLEAU COMPARATIF DES GISEMENTS DE TUNGSTÈNE
NORD (LE MAZET) ET SUD (LA BOSSE)

	GISEMENT NORD (LE MAZET)	GISEMENT SUD (LA BOSSE)
1) GISEMENT. Roches encaissantes.	— Filons peu nombreux. — <i>Granite des Colettes et micaschistes</i> A cheval sur le contact.	<i>Multitude</i> de filons et filonnets. <i>Micaschistes</i> : les filons ne pénètrent jamais dans les granites qui les recoupent
Morphologie.	— <i>Filons verticaux</i> bien individualisés dans fractures appartenant au système de fracturation générale du massif granitique d'Echassières.	— <i>Filons « plats »</i> tendant à s'interstratifier dans les micaschistes et <i>stockwerk</i> de veines, veinules et lentilles en remplissage des fractures multiples des micaschistes.
2) COMPOSITION. Gangues.	— Filons quartzeux. Parfois développement de greisen sur quelques décimètres aux dépens du granite encaissant.	— Filons quartzeux, quartzo-micacés, quartzo-feldspathiques, feldspathiques ou aplitiques. Pas de développement de greisen aux épontes.
Minéralisation.	Répartition hétérogène lenticulaire. — <i>Wolframite</i> , variété proche de la <i>hübnerite</i> (rapport Mn/Fe variant entre 3,6 et 7,4). <i>Mispickel</i> , pyrite et traces de cassitérite. Absence de topaze.	Répartition homogène intéressant un grand volume. — <i>Wolframite</i> , variété proche de la <i>ferberite</i> (rapport Mn/Fe compris entre 0,17 et 0,30). Absence de pyrite, mispickel et cassitérite. Présence de <i>topaze</i> .
Teneur en Se de la wolframite.	< 50 g/t.	entre 50 et 300 g/t.
3) TYPE MÉTALLOGÉNIQUE.	— Filons de cassure tardi-granitiques, liés aux phases post-magmatiques de l'évolution du granite des Colettes. Type « pneumatolytique » à hypothermal.	— Filons de cisaillement (?) et de remplissage d'un réseau de fracturation dans les micaschistes, liés, probablement, à une phase ancienne de l'évolution du massif granitique d'Echassières ; type « pneumatolytique » franc.
4) IMPORTANCE ÉCONOMIQUE.	quelques centaines de tonnes de WO_3	Plus de 10 000 t de WO_3 .

1-4-2-3) Comparaison avec le gisement sud.

Comme le montre le tableau comparatif ci-joint, les gisements de tungstène Nord (filon du Mazet) et Sud (stockwerk de la Bosse) diffèrent sur presque tous les points. On doit rechercher la raison essentielle de ces divergences dans le fait que chacun d'entre eux est lié

à un moment particulier de l'évolution du massif granitique d'Echassières et à un système de fracturation différent : la mise en place des filons de la Bosse est précoce, elle précède les derniers stades d'évolution du granite des Colettes et du granite à albite-lépidolite de Beauvoir, et s'est effectuée dans des micaschistes intensément fracturés. Celle des filons du Mazet est tardive ; elle est postérieure aux derniers stades d'évolution du granite des Colettes et s'est effectuée dans de grandes cassures.

1-4-3) AUTRES FILONS SITUÉS DANS LE MASSIF D'ECHASSIÈRES OU A PROXIMITÉ IMMÉDIATE.

Parmi les nombreux autres filons qui recoupent le massif granitique d'Echassières ou son environnement de micaschistes et qui présentent tous une orientation comprise entre N 10 et N 40 E atteignant rarement N 50 E, conforme avec celle de la fracturation générale du massif, on peut distinguer deux classes :

a) des filons quartzeux dont le gisement, la morphologie, la nature du remplissage, les réactions aux épontes etc... rappellent ceux des filons du Mazet, mais qui ne sont pas minéralisés en wolframite.

On en rencontre :

— A l'intérieur du massif, tant dans le granite d'Echassières que dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir, où, ils sont particulièrement abondants et développent autour d'eux les greisens quartzo-micacés.

— En bordure du massif où ils se localisent dans des fractures qui suivent, décrochent, ou chevauchent le contact micaschistes-granite. Généralement ces filons sont stériles (filon du Séchoir, au-dessus des ateliers de Beauvoir, filons des Suchots-Sud...), mais dans quelques cas, nous y avons trouvé les traces d'une *minéralisation en cassitérite* :

1) dans le *filon des Suchots*, très grand filon dont la fracture épouse le contact micaschistes-granite des Colettes sur près d'un kilomètre au Nord-Ouest du massif. Il renferme quelques chapelets de plages xénomorphes demi-centimétriques de cassitérite, disposés parallèlement aux épontes du filon, dans une zone riche en intercalations de micaschistes. Cette cassitérite est brun à brun rougeâtre et montre, au microscope une transparence nette.

2) dans le filon *Montmins-Sud* qui occupe sporadiquement la faille des Montmins et qui consiste en une série de veinules quartzieuses greisénisant à leur contact le granite des Colettes ; l'une d'entre elles, puissante de 1 cm, est constituée de 50 à 60 % de cassitérite brune, tandis que le greisen voisin en renferme quelques mouches isolées.

— A l'extérieur du massif, où l'on constate qu'ils se trouvent fréquemment dans le prolongement des filons, des fractures ou des décrochements du massif.

b) des filons quartzeux tardifs qui s'opposent aux précédents par le caractère géodique de leur remplissage et la présence occasionnelle d'une minéralisation baryto-plombeuse. C'est à ce groupe qu'appartiennent :

— certains filons qui traversent la carrière de Beauvoir et dans lesquels on rencontre des prismes pyramidaux de quartz enfumé, des minéraux secondaires tels que la pyromorphite et les phosphates décrits par J. NICOLAS et A. DE ROSEN (1963), la gorceixite et la hinsdalite.

— Le filon à quartz enfumé avec gorceixite et fantômes de fluorine qui traverse les micaschistes dans la carrière de l'Eperon-La Bosse.

— Le filon Louis à quartz-galène-barytine-marcasite, traces de chalcopyrite, blende, cuivre gris, covelline et gorceixite, filon qui apparaît comme un croiseur oblique du filon Sainte-Barbe.

PLANCHE XXXVII

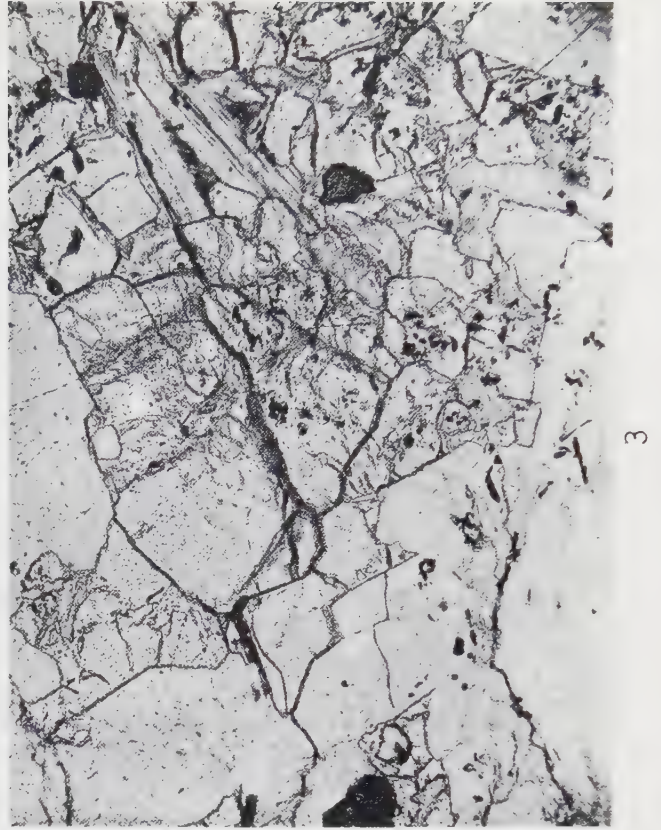
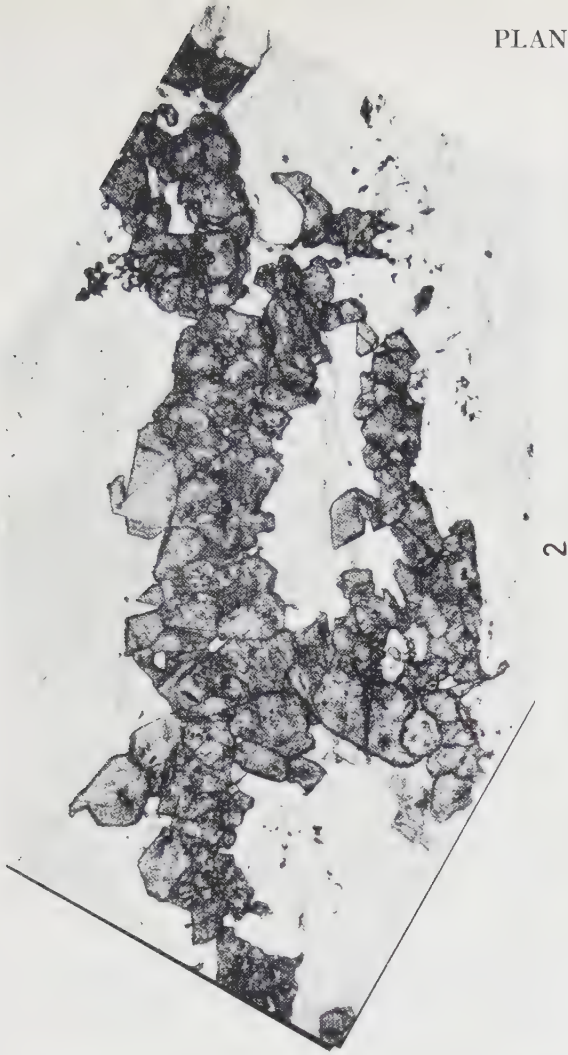
ÉCHASSIÈRES

MICASCHISTES DES BOIS MENUS

1. — L.M. 22 362 — L.N. $\times 11$.

Micaschistes minéralisés. On note des lits de topaze et de cassitérite concordants.

2 et 3. — Agrandissements localisés de la lame précédente montrant le détail des lits de cassitérite (2) et de topaze et cassitérite (3).



1-4-4) LE CHEVELU FILONIEN DES CHAILLATS.

La région qui s'étend au Sud du massif d'Echassières, entre le Signal de la Bosse et le hameau des Chaillats, est marquée par un système de longues fractures N à N 20 E que soulignent les alignements filoniens de porphyre quartzifère (Les Chaillats, la Gourdonne...) ou de brèche silicifiée (Les Bois Menus, les Pierres Cassées...). Cette fracturation semble également responsable de la présence, dans les micaschistes, dans les porphyres, ou dans les brèches, de nombreuses veinules quartzzeuses, parfois minéralisées.

C'est cet ensemble d'indices dispersés que nous appelons « chevelu filonien des Chaillats », du nom du secteur où ces indices semblent les plus abondants et où ils ont fait l'objet de travaux de reconnaissance relativement importants. En fait on peut distinguer quatre secteurs principaux qui en allant du Nord vers le Sud sont ceux des Bois Menus, de la Gourdonne et des Pierres Cassées, enfin des Chaillats.

1-4-4-1) *Gisement.*

Les Bois Menus. — Au Sud-Ouest du Signal de la Bosse, dans une zone boisée qui s'étend sur plusieurs dizaines d'hectares, nous avons retrouvé les traces de très anciennes exploitations alluviales ou éluviales au milieu des micaschistes, ainsi qu'un alignement de brèche quartzzeuse, déjà signalée par DONNOT (1958) dans des rapports inédits.

L'examen d'échantillons de micaschistes recueillis soit sur les haldes de ces anciennes recherches, soit en place, révèle la présence fréquente de veinules millimétriques de quartz, accompagné de topaze blanc-bleuâtre, minéralisées en cassitérite.

Au microscope certains échantillons montrent même, hors de la présence de toute veinule quartzzeuse individualisée, des phénomènes de silicification du micaschiste et le développement de petits cristaux de cassitérite, disposés selon les plans de schistosité de la roche.

Les Pierres Cassées. — Le filon des Pierres Cassées est constitué par un alignement discontinu de brèche silicifiée. Localement sa puissance peut atteindre plusieurs mètres. Le remplissage comprend des éléments de micaschistes plus ou moins silicifiés cimentés par du quartz caverneux blanc à gris.

Nous n'avons pas vu de minéralisation dans la brèche elle-même, mais, comme aux Bois Menus, il existe dans les micaschistes avoisinants qui sont souvent silicifiés des veinules de quartz avec de la cassitérite.

La Gourdonne. — Le filon de porphyre quartzifère de la Gourdonne constitue l'axe d'une autre zone de même type avec veinules de quartz ou quartz-topaze à cassitérite que l'on voit traverser indifféremment les micaschistes ou le porphyre. En outre, nous y avons trouvé quelques filonnets de quartz à wolframite (variété férberite). DONNOT signalait également dans ce secteur un indice de *molybdénite* que nous n'avons pas retrouvé.

Les Chaillats. — Ce secteur, le plus méridional, est axé autour du filon de porphyre quartzifère de Chaillats-Sud. Les recherches dont il a été le centre, à des époques successives (par les Gallo-romains, en 1926, et, plus récemment par la C.M.M.) et qui consistent en des grattages de surface, un puits de 36 m de profondeur, 3 ou 4 sondages inclinés et un travers-banc long de 300 m reconnaissant la partie située à l'Est, c'est-à-dire au toit du filon de porphyre, montrent :

a) une fracturation et une altération assez intense des micaschistes. L'une et l'autre étaient bien visibles sur les parements du travers-banc, aujourd'hui partiellement éboulé. On y constatait une série de petites failles de toutes directions et de toutes inclinaisons dont la densité semblait indépendante de la proximité du filon de porphyre quartzifère ; par exemple, dès l'entrée du travers-banc, puis entre 37 et 41 m, donc très éloignées du filon de porphyre, il existait des zones très brouillées de micaschistes broyés.

L'altération des micaschistes est également sensible ; on note l'apparition de schistes gris ou verdâtres et, à proximité des fractures, des « colles argileuses » ; en lame mince le développement de chlorite, de quartz et parfois de topaze est caractéristique.

b) des venues filoniennes dispersées sous la forme de :

- silicification du micaschiste ou du porphyre (qui est également gréisenisé) ;
- lentilles et amygdales de quartz ;
- filonnets et veinules de quartz-topaze et fluorine.

c) des minéralisations en *cassitérite*, *mispickel* et *löllingite*, *chalcoppyrite*, *stannite*, *blende*, *wolframite*, *marcasite*, liées à ces venues filonniennes dispersées.

Il faut souligner encore, avant de décrire plus en détail ces minéralisations qu'elles apparaissent relativement indépendantes du filon de porphyre quartzifère. Leur mise en place semble en liaison directe avec l'état de fracturation des micaschistes, et, s'il est bien évident que le filon de porphyre quartzifère a pu localement servir de chenal, faciliter cette mise en place et même fixer préférentiellement certains éléments, nous ne pensons pas qu'il y ait de relations génétiques entre les minéralisations et lui. Ceci serait d'ailleurs en contradiction avec ce que l'on sait des porphyres quartzifères ailleurs dans le massif : celui de la carrière de la Bosse est antérieur à toutes les minéralisations qui l'environnent ou le traversent.

Très probablement le même système de fracturation subméridien qui caractérise tout le secteur situé au Sud du massif d'Echassières après avoir, une première fois, servi à la mise en place des filons de porphyre, a été emprunté à nouveau par les solutions minéralisatrices responsables de la silicification des micaschistes ou du porphyre, de l'apparition de veines quartzueuses, et des imprégnations de topaze et *cassitérite* qui ont diffusé tout autour.

1-4-4-2) *Description de la minéralisation.*

L'essentiel de la minéralisation des Chaillats est constitué par de la *cassitérite* en grains très fins (généralement inférieurs à 1 mm) du même type que celle rencontrée aux Bois Menus, aux Pierres Cassées et à la Gourdonne ; elle est associée au quartz et à la topaze dans les micaschistes, les veinules, les lentilles de quartz, le porphyre quartzifère gréisenisé.

L'originalité de cette minéralisation est établie par la présence simultanée d'autres minéraux qui, s'ils n'en représentent qu'une faible part, donnent à la paragenèse du minerai des Chaillats un grand intérêt métallogénique.

En 1954, H. VINCIEU et H. PELISSONNIER étudièrent ce minerai où ils distinguent la succession suivante :

<i>Formations hypogènes</i>	{	Silicates micacés-topaze
		Löllingite-mispickel
		Cassitérite-wolframite
		Fluorine
		Quartz
		Pyrite
		Blende
<i>Formations supergènes</i>	{	Chalcoppyrite, stannite jaune, stannite normale
		Scorodite
		Covelline et chalcosine

Nous avons observé, en outre, de la *marcasite* « mille feuilles », de la *pyrrhotine* et des traces de galène.

Löllingite et mispickel, avec les traces de *pyrrhotine*, se présentent en cristaux cataclasés, fissurés, remplacés et traversés par tous les autres minéraux. La löllingite forme aussi des agrégats rayonnés.

Il n'y a pas de véritable association cassitérite-wolframite. La cassitérite est la plus abondante, en plages millimétriques ou demi-millimétriques corrodées, très fréquemment remplacées par la stannite, la blende ou la chalcoppyrite. La wolframite est très rare, en baguettes allongées, et il ne nous a pas été possible de l'observer au contact de la cassitérite, et de préciser leurs rapports.

Les plages de pyrite contiennent souvent des inclusions de pyrrhotine ; elles sont bordées par une large frange de marcasite finement cristallisée.

La marcasite se présente également sous la forme « mille feuilles », en agrégats clivés qui résultent très probablement du remplacement d'anciens cristaux de pyrrhotine, comme c'est le cas dans les minerais du Chatelet où l'on observe des figures analogues mais avec des résidus de pyrrhotine (G. AUBERT, PHAN KIEU DUONG et J. GEFFROY, 1964).

La pyrrhotine se présente toujours à l'état d'inclusions (20 à 100 microns) soit dans le mispickel, soit dans la pyrite.

La blende est relativement abondante dans certains échantillons en provenance des zones fracturées du début du travers-banc. Elle est très noire, et contient des exsolutions nombreuses de chalcoppyrite.

La chalcoppyrite et les stannites sont intimement associées, soit sous forme graphique, la stannite étant alors répartie en gouttelettes plus ou moins orientées dans les plages de chalcoppyrite, soit d'une manière zonée, la stannite formant un liséré au contact des plages de blende corrodées. L'analyse chimique de minerais en provenance des parties hautes du gisement révèle la présence de faibles teneurs en argent et en or.

Analyse de 3 lots de minerais en provenance du puits des Chaillats.

1. Front de la galerie nord ouverte au niveau — 12
2. Filon croiseur au niveau — 36
3. Avancement de la galerie sud au niveau — 36

	W%	Sn%	Fe%	Cu%	As%	S%	Ag g/T	Au g/T
1	0,7	10,5	9,8	0,4	3,5	tr	60	0,3
2	tr	1,9	15,2	3,8	4,8	7	7,2	0,3
3	tr	3,8	16,4	5,1	4,6	6,7	7,6	0,35

(Recueilli dans les archives du Service des Mines).

Classification génétique.

La paragenèse du gîte des Chaillats est extrêmement intéressante. Elle correspond à celle d'un gîte de transition entre un type « pneumatolytique » franc à topaze-fluorine-cassitérite et un type hypo à mésothermal représenté par le mispickel, la löllingite, la pyrrhotine, la pyrite, la blende, la chalcoppyrite, les stannites et la galène. La présence de pyrrhotine à la fois dans le mispickel précoce et dans la pyrite plus tardive, et le fait que mispickel et löllingite précèdent la cassitérite rendent difficile la division de la formation du gisement en deux phases distinctes, une première « pneumatolytique » et une deuxième hydrothermale ; on imagine mieux une phase hypogène unique au cours de laquelle les dépôts des divers minéraux se seraient rapidement succédés ; ceci s'accorderait mieux avec la définition de gîte de transition « pneumatolytique-hydrothermal », telle que l'entend H. SCHNEIDERHÖHN (1949).

Rappelons que la présence de stannite jaune peut être interprétée ainsi que le suggère C. LEVY (1956), comme traduisant un refroidissement rapide probablement dû à la proximité de la surface ; ce serait un minéral de « trempe ».

1-4-4-3) *Place du gîte des Chaillats dans l'ensemble des minéralisations du district d'Echassières.*

Il semble raisonnable de considérer le gîte des Chaillats ainsi que les indices intermédiaires de la Gourdonne, des Pierres Cassées et des Bois Menus comme faisant partie du cortège minéralisé du massif granitique d'Echassières. Il est plus difficile de les situer d'une manière précise par rapport aux diverses phases minéralisatrices, qui sont liées à ce massif.

Par certains aspects morphologiques, dispersion de la minéralisation dans les mica-schistes, étroite liaison avec leur fracturation, le gîte des Chaillats rappelle un peu le stockwerk de la Bosse mais l'on n'y retrouve pas les gangues quartzo-feldspathiques si caractéristiques de ce gisement. Par ailleurs, l'absence de cassitérite dans la paragenèse propre de la Bosse est très remarquable alors qu'aux Chaillats elle constitue le minéral le plus constant tandis que la wolframite y est très rare.

Par rapport au granite à albite-lépidolite de Beauvoir, la liaison n'est guère plus évidente à première vue. Faut-il rappeler la rareté au toit de la coupole de Beauvoir, de « fuites » minéralisées en cassitérite qui sont alors associées à des filons d'aplite albitique. Pourtant, l'analogie paragenétique est nette : il existe près du toit de la coupole de Beauvoir des zones où le granite à albite-lépidolite renferme des plages de stannite jaune tout à fait identique à celle des Chaillats, ainsi que des traces de chalcopyrite et de fluorine. Par ailleurs, il est plus naturel de lier des minéralisations essentiellement stannifères entre elles.

Dans cette hypothèse la minéralisation des Chaillats est-elle le résultat d'une diffusion à partir du petit massif de granite à albite-lépidolite de Beauvoir, tel qu'il nous apparaît ? Il est plus vraisemblable de penser à des prolongements de ce massif vers le Sud, sous la couverture de micaschistes ou bien à la présence d'autres foyers semblables mais cachés. Nous verrons, plus loin, comment, à la lumière des résultats de notre campagne de recherche systématique de l'étain et d'autres éléments dans les micaschistes, de tels prolongements peuvent être envisagés.

Tableau comparatif des gisements d'étain de Beauvoir et des Chaillats

	BEAUVOIR	LES CHAILLATS
1) <i>Gisement.</i>		
Roches encaissantes	Granite à albite et lépidolite.	Micaschistes et porphyre.
Morphologie	Inclusions primaires dans la roche.	Multitude de filonnets et imprégnation dans la roche.
2) <i>Composition.</i>		
Gangues	Granite à albite et lépidolite.	Quartz-topaze-fluorine.
Minéralisation	<i>Cassitérite</i> , traces de stannites et chalcopyrite.	<i>Cassitérite</i> , <i>löllingite</i> , <i>mispickel</i> , <i>stannites</i> , blende etc...
3) <i>Type métallogénique.</i>		
	En liaison avec la phase « alcaline » de formation du granite.	« pneumatolytique-hydrothermal ».
4) <i>Importance économique.</i>		
	Minéralisation dispersée à faible teneur mais intéressant un très grand volume.	Imprégnation à faible teneur mais volume probablement important.

2. — LES MINÉRALISATIONS

Les minéralisations rencontrées dans le massif d'Echassières et son environnement concernent principalement les éléments suivants : l'étain, le lithium, le tungstène, le béryllium, le niobium, le tantale, le fluor et le phosphore, et, très accessoirement le cuivre, le plomb et le zinc. Ils s'expriment sous la forme d'un certain nombre de minéraux que nous allons maintenant passer en revue en en rappelant les conditions de gisement et la morphologie (voir le tableau récapitulatif 24).

2-1) LA CASSITÉRITE.

Elle a été rencontrée :

- dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir et les greisens internes de bordure ;
- dans les greisens qui épontent quelques filons de quartz recoupant ou bordant le granite d'Echassières (Suchots, Montmins-Sud...) ;
- dans les porphyres quartzifères et les micaschistes du secteur sud, des Bois Menus aux Chaillats.

2-1-1) DANS LE GRANITE A ALBITE-LÉPIDOLITE. — La cassitérite se comporte comme un minéral *accessoire primaire constant*, disséminé dans tout le massif en petits cristaux octaédriques noirs avec les faces (111) dominantes et (011) peu développées ; en général la taille des cristaux est comprise entre 10 et 200 microns. Dans les greisens quartzeux de bordure, la cassitérite présente un faciès différent (voir fig. 46), plus grossier (plages centimétriques), où les faces suivantes sont représentées : (110), (010), (120), (111) et (011). C'est également dans ces greisens que la cassitérite peut être accompagnée de « *varlamoffite* » ; ce produit jaune, cryptocristallin, isotrope, dont l'analyse à la microsonde révèle la présence d'étain, se présente en plages soit isolées, soit associées à des fragments de cassitérite qui paraissent en voie de remplacement. Des études expérimentales récentes de J.P. BONNICI, S. DOUCET, J. GONI et P. PICOT (1964) ont bien démontré que ce remplacement était possible :

« il apparaît que les possibilités de transformation de la cassitérite, spécialement dans les granites greisenisés ont été jusqu'ici quelque peu sous-estimées et que, sous des conditions voisines des conditions hydrothermales la phase stannifère peut subir une dégradation appréciable, parallèlement à celle de la phase silicatée qui l'accompagne ».

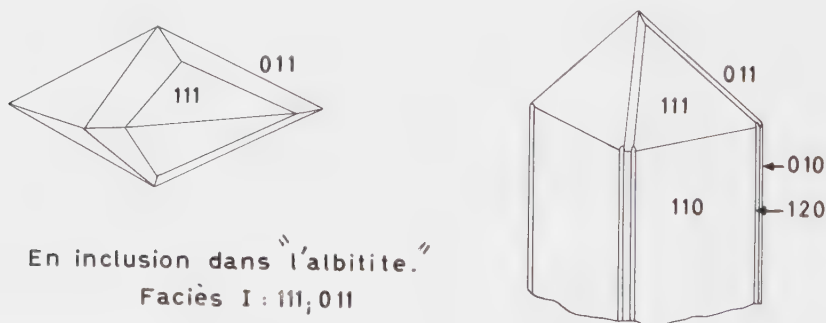


fig. 46. ECHASSIERES.
Principaux faciès de la cassitérite.

On retiendra aussi la localisation préférentielle de la cassitérite dans les clivages de la lépidolite, comme si les deux minéraux avaient cristallisé simultanément (voir planche XXXVIII). Ceci s'accorderait bien avec l'hypothèse d'un transport de l'étain sous forme d'une combinaison chimique où le fluor interviendrait comme élément essentiel. *Au moment du dépôt des micas lithifières le fluor est entraîné et l'étain, ainsi privé de son support, serait précipité du même coup.*

2-1-2) DANS LES ÉPONTES GREISÉNISÉES des filons de quartz qui traversent ou bordent le granite d'Echassières, la cassitérite est occasionnelle. Lorsqu'elle est présente son faciès diffère nettement de celui des cassitérites directement liées au granite à albite-lépidolite de Beauvoir : absence de formes cristallines nettes, coloration plus claire dans les tons bruns (Montmins-Sud) à rouges (Suchots), répartition en veines discontinues qui suivent les veinules de quartz traversant le greisen, abondance des réflexions internes jaune-miel en lumière réfléchie polarisée, absence complète d'inclusions.

2-1-3) DANS LES PORPHYRES QUARTZIFÈRES ainsi que dans les micaschistes de la zone sud, depuis les Bois Menus jusqu'aux Chaillats, la cassitérite est répartie irrégulièrement soit dans des veinules de quartz et topaze, soit en lits discontinus entre les feuillets des micaschistes, soit en association avec le quartz des porphyres silicifiés ou greisés. Elle se présente en grains qui atteignent rarement un millimètre et dont la forme, de tendance octaédrique, rappelle celle des cassitérites du granite à albite-lépidolite de Beauvoir, toutefois sa couleur est moins sombre.

2-1-4) VARIATION DE COMPOSITION ET INCLUSIONS.

Dans les parties profondes du granite à albite-lépidolite de Beauvoir, les plages de cassitérite apparaissent au microscope très homogènes et les inclusions sont rares.

Par contre, dans la zone de bordure, et plus spécialement dans les greisens de bordure, on note une certaine hétérogénéité de la cassitérite, dont nous allons décrire quelques exemples :

L'échantillon A 760, en provenance de la carrière de Beauvoir, est un greisen quartzeux très riche en cassitérite (50 à 60 %). A l'examen microscopique, les plages de cassitérite montrent d'une part une inégale répartition de ses réflexions internes, d'autre part, de nombreuses inclusions xénomorphes, parfois alignées, dont la taille oscille entre 5 et 100 microns. Leur analyse à la microsonde donne les résultats suivants :

TABEAU 16

Répartition du tantale, du niobium, du tungstène, et du fer dans la cassitérite et ses inclusions

		Ta	Nb	W	Fe
Cassitérite	Plages opaques	0,1 %	2,4 %	0,3 %	0,65 %
	Plages riches en réflexions internes	<0,1 %	<0,1 %	<0,1 %	<0,1 %
Inclusions		1,5 à 10 %	42,5 % (33 à 48)	0,05 à 7,8 %	6,5 %

PLANCHE XXXVIII

ÉCHASSIÈRES

LA CASSITÉRITE DU GRANITE DE BEAUVOIR

1. — L.M. 20 387 — L.N. $\times$ 50.

2. — L.M. 20 387 — L.P. $\times$ 50.

3. — L.M. 20 384 — L.N. $\times$ 50.

4. — S.P. 6 588 — L.N. $\times$ 60.

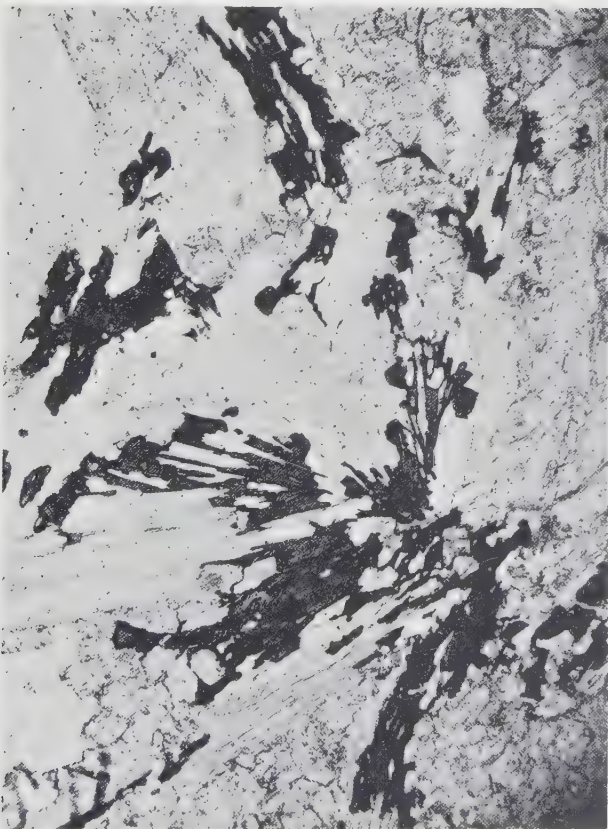
Aspects divers de la localisation préférentielle de la cassitérite le long des clivages de la lépidolite du granite de Beauvoir.



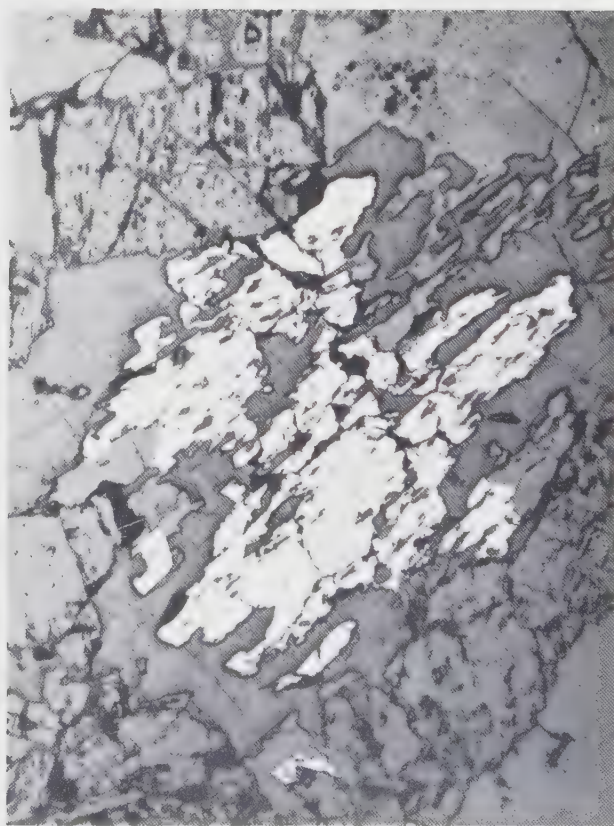
1



2



4



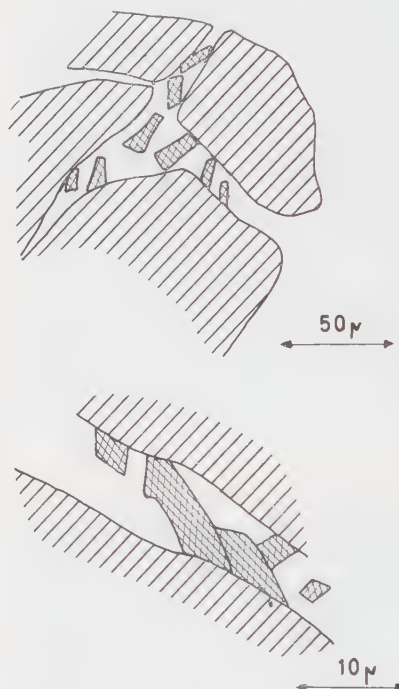
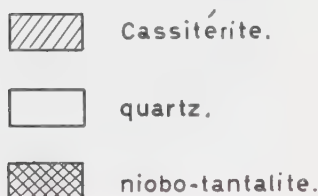
3

Les inclusions sont donc constituées d'un minéral proche du terme niobifère de la famille de la columbo-tantalite pouvant contenir une proportion anormale de tungstène (jusqu'à 7,8 %) : les caractères optiques (pouvoir réflecteur faible et anisotropie nette) correspondent bien à ceux de ce minéral.

La répartition dans les plages de cassitérite des zones riches ou pauvres en réflexions internes, c'est-à-dire, des zones de cassitérite « pure » ou de celles de cassitérite enrichie en Ta (0,1 %), Nb (2,4 %), W (0,3 %) et Fe (0,65 %) ne semble obéir à aucune loi particulière ; les contacts sont assez nets mais ne correspondent à aucune discontinuité apparente dans le minéral. Dans l'échantillon examiné, l'une et l'autre occupaient des surfaces sensiblement égales et contenaient une même proportion d'inclusions niobifères.

Fig. 47 ECHASSIERES A 721
(SP 3733)

Cassitérite fracturée
cimentée par quartz
et niobo-tantalite.



L'échantillon A 721, en provenance du greisen de bordure au toit de la coupole de l'Eperon, est un greisen à quartz et muscovite verte, assez riche en cassitérite. A l'examen microscopique, les plages de cassitérite apparaissent sans inclusions à l'exception de deux très petites plages (20 microns) de *stannite* associée à un peu de *chalcopyrite*, mais, dans les fissures et les fractures qui les traversent, on note la présence de cristaux tabulaires allongés (10 à 50 microns).

L'analyse à la microsonde de la cassitérite et des cristaux fissuraux donne les résultats suivants :

	Ta	Nb	Fe
Cassitérite.....	0,65 %	2,6 %	0,5 %
Cristaux dans les fissures	30 %	9,6 %	6 %

On retrouve donc ici une *cassitérite nettement niobifère* du même type que les plages pauvres en réflexions internes de l'échantillon A 760 tandis que les cristaux tardifs localisés dans les fissures se rapprochent du terme *tantalifère de la famille de la columbo-tantalite* (voir fig. 47).

Dans l'échantillon J P B 59 prélevé dans un granite à albite-lépidolite riche en apatite au sommet de la coupole de l'Eperon, la cassitérite contient quelques inclusions qui sont de la *wolframite*, de même composition que celle rencontrée dans les filons du stockwerk qui la surmonte.

Les échantillons de cassitérite en provenance des épontes greisénisées de filons recoupant le granite des Colettes (Montmins-Sud) et des micaschistes du secteur Bois Menus et Chaillats ne contiennent pas d'inclusions. Leur teneur en fer, mesurée à la microsonde électronique, est inférieure à la limite de sensibilité de cet appareil.

De cet aperçu sur les cassitérites du massif d'Echassières, on retiendra les éléments suivants :

— l'essentiel des minéralisations de ce type est directement associé au granite à albite-lépidolite de Beauvoir.

— la cassitérite de Beauvoir, dans les parties profondes du massif, se présente en cristaux octaédriques simples, généralement localisés dans les clivages de la lépidolite et ne contient que de rares inclusions.

— la cassitérite des greisens de bordure présente une certaine hétérogénéité de composition, certaines parties étant enrichies en niobium, tantale et fer. De plus, elle renferme fréquemment des inclusions de niobite ou de wolframite et, dans ses fissures, de tantalite.

2-2) LA LÉPIDOLITE ET LES MICAS LITHINIFÈRES.

La lépidolite est exclusivement cantonnée dans le massif de granite à albite-lépidolite de Beauvoir. Il n'en a été rencontrée ni dans le granite des Colettes, ni dans les micaschistes ou les filons qui les traversent.

Le *faciès normal* est celui d'un mica blanc, en lamelles millimétriques, à éclat très légèrement nacré, souvent piquetées de grains noirs de cassitérite. Les lamelles de lépidolite sont dispersées dans tout le granite dont elles constituent 10 à 20 % du volume (voir planche XXXIX).

Les résultats d'analyses partielles de quelques échantillons triés de lépidolite en provenance du granite à albite-lépidolite de Beauvoir sont rassemblés dans le tableau suivant :

TABLEAU 17

Teneur en lithium, potassium et fluor de lépidolites de Beauvoir

Provenance	Li ₂ O	K ₂ O	F
ES 1 20	6,06		3,05
ES 1 50	5,40	9,80	
ES 3 60	5,94		2,70
ES 4 10	6,52		4,07
ES 4 70	5,45	9,50	1,20
ES 4 100	5,40	9,35	1,20
ES 4 120	4,65	9,25	0,80
ES 4 190	5,50	9,95	1,90
ES 5 F	6,34		4,40
Moyenne	5,70	9,57	2,42

Les teneurs en Li_2O et K_2O s'accordent bien avec la détermination de lépidolite que confirment toutes les caractéristiques optiques : lamelles incolores sans pléochroïsme apparent, biaxe négatif avec un angle optique de $44^\circ \pm 1^\circ$. Les indices de réfraction mesurés par immersion dans des liquides d'indices connus sont :

$$\begin{aligned} \text{ng} &: 1,556 \pm 0,001 \\ \text{nm} &: 1,552 \pm 0,001 \end{aligned}$$

Ces valeurs, rapportées sur les diagrammes triangulaires de Trøeger, caractérisent bien la lépidolite.

Aux Rayons X, le diagramme obtenu coïncide également parfaitement avec les données de MIKHEW et celles des fichiers ASTM concernant la lépidolite.

Les teneurs en fluor apparaissent, par contre, exceptionnellement faibles par rapport aux teneurs moyennes généralement constatées dans les lépidolites titrant plus de 5 % de Li_2O . Dans les tableaux présentés par M.D. FOSTER (1960) et où sont reportés plus de 50 analyses de micas lithinifères publiées dans la littérature, tous les échantillons de ce type contiennent entre 5 et 9 % de fluor, le rapport $\text{F}/\text{Li}_2\text{O}$ ne s'écartant guère de l'unité. Cette carence des lépidolites de Beauvoir est anormale ; elle s'accorde mal avec les hautes teneurs en fluor de la roche globale qui sont souvent supérieures à celles des lépidolites contenues

TABLEAU 18

Analyse de lépidolites de Beauvoir

	1 (préconcentré)	2 (concentré)
SiO_2	48,20	52,00
Al_2O_3	27,45	22,90
Fe_2O_3	}	}
FeO		
TiO_2	traces	indosable
MnO	0,20	0,23
CaO	1,05	0,90
MgO	traces	indosable
Na_2O	0,35	0,50
K_2O	7,80	10,00
Li_2O	3,60	6,25
P_2O_5	0,20	0,54
Rb_2O	0,90	1,37
Cs_2O	0,20	0,41
H_2O^-	0,00	1,20
H_2O^+	3,20	
F	5,80	6,50
O = F	2,43	2,53
	97,47	101,37

et que la présence de topaze ne suffit pas à justifier. Il est plus raisonnable de penser à une imprécision d'ordre analytique car si les quelques 100 milligrammes de micas séparés sont suffisants pour le dosage des alcalins en spectrophotométrie de flamme, ils ne le sont pas pour le dosage par voie colorimétrique du fluor et les chiffres obtenus à partir de prises aussi faibles sont discutables. La meilleure preuve de cette insuffisance est que, dans les deux analyses complètes qui suivent, pour lesquelles nous disposions d'une quantité plus grande de préconcentré ou de concentré de micas, la teneur en fluor est beaucoup plus élevée.

L'analyse générale d'un préconcentré de lépidolite (1), dans lequel subsistaient encore des éléments de topaze, d'apatite et des traces de fluorine et d'un concentré de lépidolite (2) ont donné les résultats portés sur le tableau 18.

Dans les greisens de bordure, la lépidolite présente deux faciès :

— soit un *faciès à grain fin*, incolore ou légèrement mauve ; c'est le cas au sommet de la coupole du Suquet et au contact sud de la carrière de Beauvoir. La concentration en lépidolite de la roche atteint localement 50 %.

— soit un *faciès en choux-fleur* représenté par un agrégat monominéral de lames centimétriques de lépidolite incolore, d'éclat nacré à submétallique disposées en couches concentriques mamelonnées et titrant 4,5 % de Li_2O . Ce faciès de lépidolite est très rare à Echassières ; nous ne l'avons rencontré qu'en un seul point, au contact du granite à albite-lépidolite et des micaschistes, dans une fissure du greisen, près du mur naturel qui sépare la carrière de la Bosse de la carrière de Beauvoir, sur le deuxième gradin.

En d'autres points du gisement, il existe des micas clairs qui, bien que lithinifères ne méritent pas l'appellation de lépidolite. C'est le cas par exemple du mica verdâtre décrit par DE LAUNAY (1888) et dont l'analyse avait révélé une teneur de 2, 6 % de Li_2O . Par ailleurs rappelons que la plupart des micas des greisens ne sont pas de la lépidolite mais de la muscovite, en dépit de leur coloration légèrement mauve, verdâtre ou jaunâtre ; leurs caractéristiques optiques et leur faible teneur en Li_2O (inférieure à 1 %) en témoignent.

2-3) LA WOLFRAMITE.

Aux deux gisements de tungstène nord et sud correspondent deux types de wolframite tout à fait opposés.

2-3-1) GISEMENT NORD. — La wolframite associée au quartz du groupe des filons du Mazet dans lesquels elle se répartit en colonnes ou lentilles de dimensions limitées, est proche de la hübnerite, terme manganésifère de la série Mn WO_4 . Les résultats de son analyse à la microsonde électronique Castaing sont reportés dans le tableau 19.

TABLEAU 19

Teneur en Fe et Mn des wolframites du gisement nord

	Fe%	Mn%	Mn/Fe
Wolframite de filon Mazet n° 1	4,2 (3,5 à 4,8)	15,4 (14,4 à 16,4)	3,6
Wolframite du filon Gilbert	2,2 (1,4 à 3,1)	16,3 (14,7 à 17,9)	7,4

Les éléments en traces, dosés par voie spectrographique, sont reportés dans le tableau 20.

PLANCHE XXXIX

ÉCHASSIÈRES

Stockwerk de la Bosse

Aspects divers de la wolframite.

1. — S.P. 3 728 — L.N. $\times$ 10.

Wolframite à structure concrétionnée. Cette structure occasionnelle à Echassières traduit probablement des conditions locales particulières de température lors du dépôt de la minéralisation.

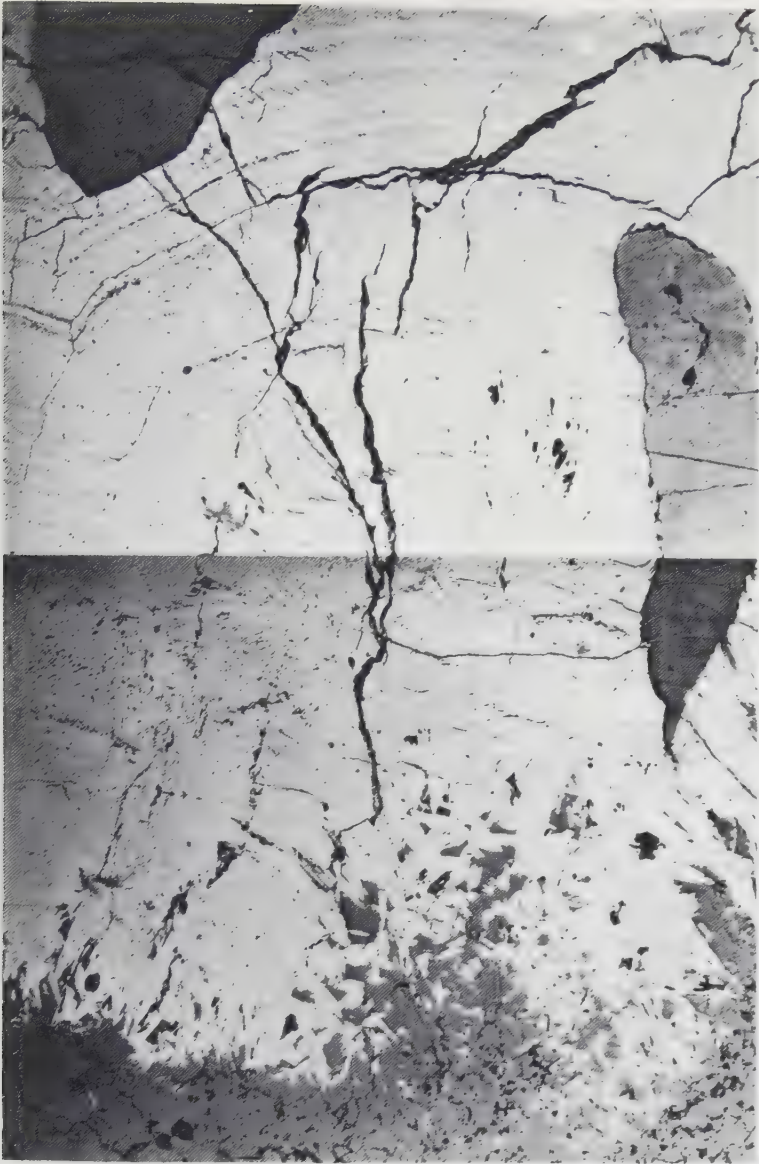
2. — S.P. 4 110 — L.N. $\times$ 25 et 3. — S.P. 3 936 — L.N. $\times$ 25.

Faciès le plus fréquent de la wolframite à Echassières : cristaux lamellaires à lancéolés, fracturés, se recoupant les uns les autres et cimentés par le quartz.

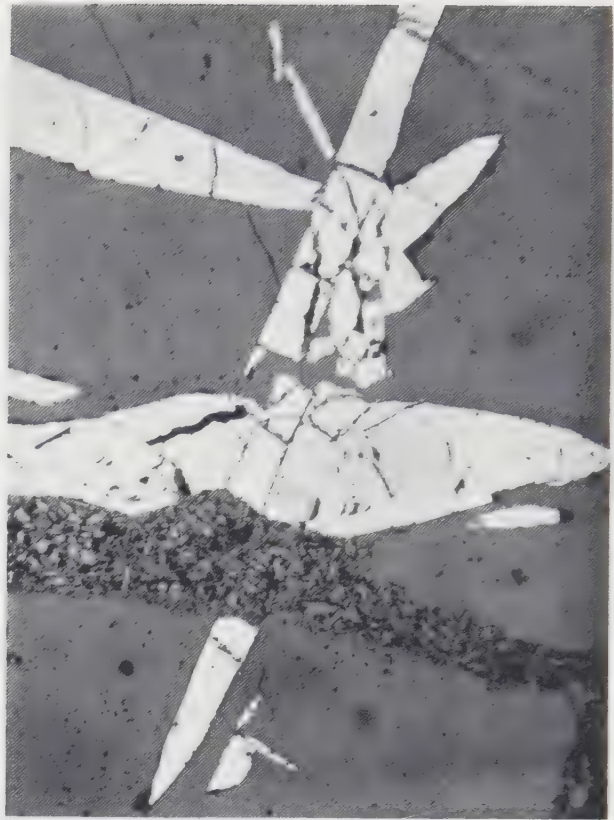
1. — S.P. 3 939 $\times$ 12.

Partie haute : greisen minéralisé en fines aiguilles dispersées de wolframite.

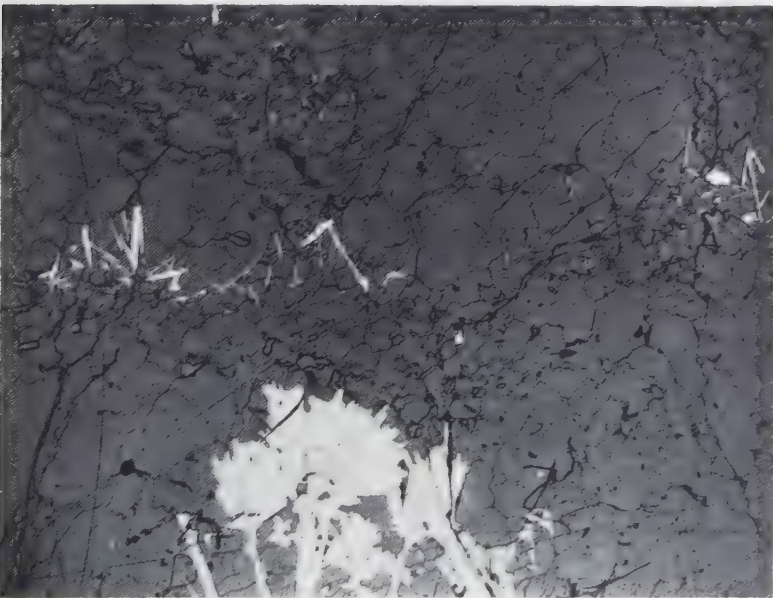
Partie basse : filonnet de quartz avec minéralisation en wolframite concentrée en gerbes de cristaux lamellaires mieux développés.



1



2



4



3

TABLEAU 20

Eléments en traces des wolframites du gisement nord (en grammes par tonne)

	Ge	Pb	Ga	Be	Mo	Sn	V	Cu	Ag	Zn	Ni	Co	Cr
Wolframite du filon Mazet ...	14	185	7	4	21	2300	9	12	41	nd	8	7	7
Wolframite du filon Gilbert ..	14	3200	7	4	17	1800	8	12	48	nd	8	7	7
Wolframite du filon Ste-Barbe.	14	8000	7	25	24	230	16	130	90	nd	11	90	7

La wolframite du gisement nord n'est jamais scandifère.

2-3-2) GISEMENT SUD. — La wolframite associée au quartz, à la topaze, au feldspath potassique etc... des divers filons du stockwerk de la Bosse et dans lesquels la minéralisation tungstifère est largement dispersée, se rapproche de la ferbélite, terme ferrifère de la série (Fe, Mn) WO_4 . L'analyse à la microsonde électronique Castaing de la teneur en Fe et Mn d'un certain nombre d'échantillons de wolframite des provenances les plus diverses à travers le stockwerk, souligne leur caractère ferrifère et la très grande constance de leur composition.

Il n'y a pas de wolframite à l'intérieur du massif de granite à albite-lépidolite de Beauvoir sinon à l'état de traces ou en inclusions dans certaines cassitérites proches du contact, et dans ces cas, elle présente la même composition que les wolframites du stockwerk.

TABLEAU 21

Teneur en Fe et Mn des wolframites du gisement sud

	Fe%	Mn%	Mn / Fe
Wolframite d'un filon de quartz dans la carrière de la Bosse	16,5	2,9	0,17
Wolframite d'un filon feldspathique de la carrière de la Bosse	15,7	3,7	0,23
Wolframite du filon du Suquet.....	15,4	3,9	0,26
Wolframite du filon Wilson.....	16,8	3,7	0,22
Wolframite incluse dans une cassitérite du granite de Beauvoir	15,7	4,7	0,30

TABLEAU 22

Éléments en traces (en grammes par tonne) contenus dans les wolframites du gisement sud

	Ge	Pb	Ga	Be	Mo	Sn	V	Cu	Ag	Zn	Ni	Co	Cr	Sc
Wolframite du filon Suquet	14	43	7	4	44	470	14	18	22	pr	8	7	7	240
Wolframite du filon Wilson.....	14	220	7	4	44	230	14	14	18	pr	8	7	7	52
Wolframite d'un filon de la Bosse.....														190
Wolframite d'un concentré de traitement			46	49	33		32	90	42	nd	8	18	27	160

Du point de vue éléments en traces, on retiendra la teneur relativement faible en étain et les fortes teneurs en scandium (localement jusqu'à 700 g à la tonne) des wolframites du gisement sud.

Du point de vue morphologique, la wolframite du stockwerk de la Bosse se présente le plus souvent en fines lamelles lancéolées millimétriques, en petites tablettes ou en lames qui peuvent atteindre un centimètre de longueur, dispersées dans la gangue ou disposées perpendiculairement aux épontes. Beaucoup plus rarement (c'est seulement le cas de quelques échantillons en provenance du secteur du Suquet) la wolframite du gisement sud présente un faciès zoné remarquable dont l'aspect macroscopique rappelle celui de la « schalenblende » et l'aspect microscopique, celui de la corodanite. La wolframite est alors disposée en bandes parallèles aux épontes, épaisses de 0,1 à 1 cm, noyées dans le quartz. On peut y distinguer trois zones qui se succèdent en allant de l'intérieur vers l'extérieur des « concrétions ».

1) Une zone interne où la wolframite cristallise selon le *faciès normal* en lames ou tablettes isolées ou enchevêtrées dans le quartz.

2) Une zone moyenne, la plus développée, à *structure fibro-radiée*, dans laquelle la wolframite forme des éventails flabelliformes qui se relaient les uns les autres. Des traces de quartz sont parfois visibles entre les cristaux.

3) Une zone externe, proportionnellement très réduite, à *structure franchement collo-forme*, soulignée par une nette linéation qui dessine des couches parallèlement à la bordure externe de la concrétion.

L'analyse à la microsonde ne révèle pas de différence de composition entre les wolframites de ce type et celles du faciès normal, ni entre les différentes zones ; en particulier le rapport Mn/Fe reste constant.

Comment interpréter une telle structure ? La plupart des auteurs (LIESEGANG, 1913 — LINDGREN, 1933) attribuent les dépôts de ce type à des remaniements supergènes, à des

solutions hydrothermales à composition variable ou à l'action de gels. Pour EDWARDS (1954) les minéraux hypogènes qui montrent de telles structures colloformes ont été déposés à partir de solutions. EVRARD (1950), étudiant ce type de minerai de la Bosse, concluait « à une cristallisation fractionnée et rythmique s'effectuant au sein d'injections successives de solutions résiduelles, parfois de composition variable ». Ces diverses interprétations s'accordent mal avec ce que nous savons par ailleurs du minerai de la Bosse, de son caractère « pneumatolytique » défini par une paragenèse typique et des conditions de son dépôt qui s'est effectué dans un grand volume où devait régner une homogénéité de température, de chimisme, et de pression telles que la composition de la wolframite est restée invariable.

Comme il ne s'agit pas d'une phase plus tardive ou d'un remaniement, il faut imaginer que, au sein de cet ensemble homogène, il a pu, localement, se créer des conditions de refroidissement brutal pour favoriser l'apparition de telles structures.

2-4) LA MICROLITE OU « NÉOTANTALITE » $(\text{Na}, \text{Ca})_2 (\text{Ta}, \text{Nb})_2 \text{O}_6 (\text{OH}, \text{F}, \text{O})$

A. LACROIX (1893-1908) avait signalé la présence, dans les concentrés de lavage des kaolins de Beauvoir, de petits octaèdres jaune à brunâtre dont « toutes les analogies sont avec le groupe du pyrochlore, ainsi qu'en témoignent non seulement ses formes géométriques, ses caractères extérieurs mais encore sa teneur élevée en alcalis et l'existence du fluor ». C'est à cette même famille qu'il rapportait des octaèdres semblables, atteignant jusqu'à 3 mm de diamètre, découverts sur un échantillon de roche non en place, près de la carrière des Colettes, associés à de la topaze et à de la cassitérite bacillaire (LACROIX, 1908).

Pour P. TERMIER (1902) il s'agissait d'une espèce minérale nouvelle de composition chimique analogue à celle de la tantalite mais cristallisant dans le système cubique et pour laquelle il proposait le nom de « néotantalite ». J'ai trouvé en place, dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir, des minéraux de ce type.

Macroscopiquement, ils se présentent en petits cristaux octaédriques ou en plages (0,01 à 1 mm) de couleur jaune miel à vert, généralement auréolés d'un halo brunâtre à rouille, disséminés dans le granite à albite-lépidolite (et ne formant jamais de grains mixtes avec la cassitérite) à raison, dans les échantillons les plus riches, de un à deux par centimètre carré. Ils semblent plus abondants dans les parties hautes de la coupole. Nous n'en avons jamais rencontré en dehors du granite à albite-lépidolite de Beauvoir et des greisens associés.

En lame mince, ces minéraux sont incolores à brunâtres, avec un très fort relief ; ils sont parfaitement isotropes (voir planche XLI — 1).

En section polie, on distingue souvent autour d'un cristal central, une bordure de remplacement moins homogène, généralement très fine, mais qui parfois se développe largement. C'est le cas d'un échantillon qui a été analysé à la microsonde électronique de Castaing, analyse qui nous a permis de préciser la nature relative des deux constituants (voir tableau 23 et fig. 48).

TABLEAU 23

Analyse à la microsonde de la microlite de Beauvoir et de son auréole d'altération

Zone centrale				Bordure	
Ta_2O_5	68,4 %	max. j 70,8		42 %	max. 50,4
		min. 66			mir. 33,6
Nb_2O_5	16 %	max. 22,4		41,2 %	max. 50,2
		min. 11,2			min. 33,6
CaO	9,8 %			non décelé	
FeO	non décelé			11,6 %	
MnO	non décelé			non dosé —	présence forte
TiO_2	non décelé				présence faible

En ce qui concerne la partie centrale, il s'agit bien, comme le présumait LACROIX, d'un minéral de composition correspondant à celle d'un terme riche en tantale de la famille du *pyrochlore-microlite*, tandis que la zone de bordure enrichie en fer et manganèse, mais où le calcium a disparu, se rapproche, par sa composition, d'un terme moyen de la famille de la *niobo-tantalite*. L'enregistrement continu des teneurs en Ta, Fe et Ca (voir fig. 48) à travers le minéral souligne bien la diversité de composition de la zone centrale et de la zone de bordure, en particulier le comportement inverse du fer et du calcium. On note également dans la zone de bordure quelques points anomaux où une forte augmentation de la teneur en tantale s'accompagne d'une disparition du fer sans, pour autant, que le calcium réapparaisse ; il est possible que le manganèse qui est présent partout mais qui n'a pas été dosé systématiquement, remplace alors le fer. Les diagrammes de poudre confirment le diagnostic de microlite. Un premier diagramme (SXT) a été obtenu à partir de grains triés de coloration jaune ; il correspond parfaitement à celui du pyrochlore-microlite ; un deuxième diagramme (SXU) obtenu à partir de grains triés de coloration verte est moins net ; il comporte, en plus des raies du pyrochlore-microlite, quelques raies supplémentaires qui ne coïncident avec celles d'aucun des minéraux des familles voisines ou bien de minéraux qui auraient pu se trouver à l'état d'impuretés dans le concentré comme le quartz, l'albite, la lépidolite, la topaze ou la cassitérite.

2-5) LE BÉRYL. — $6 \text{ SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, 3 \text{ BeO}$

Le béryl est très rare à Echassières. Nous l'avons rencontré exclusivement dans la zone de contact granite à albite-lépidolite-micaschistes :

— dans le granite à albite-lépidolite ou les greisens de bordure, sous forme de prismes incolores à blancs dont la taille atteint parfois jusqu'à 2 cm de longueur, isolés ou en groupes rayonnés.

— dans les fissures des micaschistes, immédiatement au toit de la coupole de l'Eperon, sous forme de cristaux libres millimétriques blanc-bleuâtre.

2-6) LA HERDÉRITE. — $\text{Ca Be (PO}_4\text{) (OH, F)}$

Elle se rencontre exclusivement dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir et les greisens associés (G. AUBERT et L. BURNOL, 1964). Sa répartition au sein du massif est encore mal connue ; on sait seulement que les sondages ont traversé des zones hautes de plusieurs dizaines de mètres, riches en herdérîte, et que dans les passages kaolinisés, elle disparaît presque complètement, probablement par lessivage.

Macroscopiquement, la présence de herdérîte ne se traduit que par l'apparition éventuelle dans la roche de petites taches orangé-brique. Microscopiquement, elle apparaît sous forme d'un produit finement cristallisé à cryptocristallin, à relief net, biréfringence faible, qui se développe en petites veinules recoupant le granite à albite-lépidolite (et dans ce cas, elle est relativement bien cristallisée), ou en plages remplaçant les autres minéraux (voir planche XL).

Le diagramme de poudre obtenu à partir d'un concentré à 12,7 % de BeO confirme le diagnostic de herdérîte basé sur les propriétés optiques et l'analyse qualitative (présence de phosphore et de calcium). Il semble également que le minéral contienne beaucoup moins de fluor que d'hydroxyle, ce qui nous avait conduit à le considérer comme une *hydroxyl-herdérîte*.

La richesse en BeO de la herdérîte (15 à 16 %) et sa solubilité dans les acides font de ce minéral un minerai de béryllium du plus haut intérêt.

2-7) L'AMBLYGONITE-MONTEBRASITE.

Les minéraux de cette famille sont également représentés d'une manière presque constante dans le granite à albite et lépidolite de Beauvoir, en plages altérées, parfois millimétriques, disséminées dans la roche, ou en veinules lenticulaires. La proportion d'amblygonite-montebbrasite, contrôlée par les teneurs en phosphore, est faible et n'intervient pas pour plus de 5 à 10 % dans la teneur en Li_2O de la roche.

Les caractéristiques optiques (2 V positif) rangent la plupart des spécimens examinés parmi les termes pauvres en fluor et riches en hydroxyle de la série, c'est-à-dire qu'il s'agit de *montebbrasite*. ($\text{Li, Na) Al (PO}_4\text{)(OH, F)}$).

En surface, un peu de *turquoise* accompagne la montebbrasite.

2-8) LA TOPAZE.

C'est un des seuls minéraux ubiquistes de la paragenèse d'ensemble du massif d'Echassières.

La topaze est présente à la fois :

— comme minéral accessoire dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir, où, par endroits, elle peut également former des greisens presque mono-minéraux.

— comme constituant presque constant des filons quartzeux, quartzo-micacés, quartzo-feldspathiques ou aplitiques du stockwerk de la Bosse.

— dans les filonnets et veinules qui traversent les micaschistes du secteur sud (Bois Menus aux Chaillats) et dans les micaschistes eux-mêmes.

Dans tous ces gisements la topaze renferme de nombreuses inclusions solides et gazeuses.

2-9) LA FLUORINE.

La fluorine est rare à Echassières. On la connaît, dans le *granite à albite-lépidolite de Beauvoir*, où elle s'associe au quartz de certaines veinules, au voisinage desquelles elle peut imprégner la roche sur quelques mètres en remplaçant l'albite.

Elle est plus abondante dans le *secteur des Chaillats*.

2-10) LES STANNITES. $\text{Cu}_2\text{Fe Sn S}_4$

Nous avons rencontré des stannites, d'une part dans les minerais du *secteur des Chaillats* où elles avaient été déjà signalées et décrites par H. VINCIEUNE et H. PELISSONNIER (1954) et d'autre part dans certaines zones du granite à albite-lépidolite de Beauvoir ou des gneiss associés situées à proximité du sommet de la coupole.

Aux Chaillats la stannite est relativement abondante dans la minéralisation filonienne où elle est associée à la chalcoppyrite, à la blende et à la cassitérite (voir planche **XLI**), à la topaze et à la fluorine.

A Beauvoir la stannite est rare, en mouches millimétriques également associées à un peu de cassitérite, de chalcoppyrite, de blende, de chalcosine et de traces de cuivres gris.

Dans les deux gisements, la stannite est représentée par deux variétés qui se distinguent facilement à l'examen microscopique :

— une *stannite normale*, grise en lumière naturelle, peu ou pas polychroïque, qui polarise moyennement du violet clair au brun et dont la composition se rapproche de celle de la composition théorique de la stannite :

Cu	:	29,58 %
Fe	:	12,99 %
Sn	:	27,61 %
S	:	29,82 %

— une *stannite jaune*, polychroïque dans les teintes jaune-crème à gris-orangé, et qui polarise très vivement.

Sa composition, déterminée à la microsonde électronique, est la suivante :

Cu	:	39,5 %	$\pm$	0,5 %
Fe	:	13,3 %	$\pm$	0,5 %
Sn	:	16,4 %	$\pm$	1 %
S	:	32 %	$\pm$	1 %
Zn	:	0,42 %	$\pm$	0,1 %

Aux Chaillats, stannite et chalcoppyrite forment de très belles associations sub-graphiques. J'ai noté également les associations où des fragments de cassitérite sont entourés d'une fine pellicule de blende, entourée elle-même d'un liséré de stannite, l'ensemble étant noyé dans la chalcoppyrite.

A Beauvoir la stannite jaune semble nettement remplacer la cassitérite dont elle entoure les fragments déchiquetés.

La signification de la présence de stannites, et plus spécialement de stannites jaunes déficitaires en étain et enrichies en cuivre, dans les gisements stannifères et wolframifères a toujours intrigué les auteurs.

Pour J. ORCEL (1935) « la stannite a cristallisé dans des conditions physico-chimiques bien définies et assez étroitement délimitées, au cours de la phase hydrothermale qui a suivi la mise en place de la cassitérite ».

F. AHLFELD (1934), à propos des stannites boliviennes, situe leur dépôt dans une marge étroite de température « à la limite pneumatolytique-hydrothermale, autour de 400° C ».

Quant à C. LEVY (1956 et communications orales), il situe la stannite jaune comme un minéral de « trempe » dont la présence traduirait un refroidissement très rapide au moment de la formation.

2-11) AUTRES SULFURES, SULFO-ARSENIURES ET ARSENIURES.

D'une manière générale ils sont rares à Echassières.

La pyrite n'intervient d'une manière notable que dans les filons de wolframite du gisement nord. Aux Chaillats la *marcasite* peut être abondante et contient parfois des traces de *pyrrhotine*.

PLANCHE XI

ÉCHASSIÈRES

LA HERDÉRITE ET LA MONTEBRASITE

1. — L.M. 16 829 — L.P. $\times$ 50.

Herdérite ; faciès cryptocristallin. C'est le faciès le plus fréquent. La herdérite se développe alors le long des fissures ou dans des vacuoles de la roche en remplaçant les autres minéraux.

2. — L.M. 15 538 — L.P. $\times$ 60.

Herdérite ; faciès fibro-lamellaire.

3. — L.M. 15 537 — L.P. $\times$ 25.

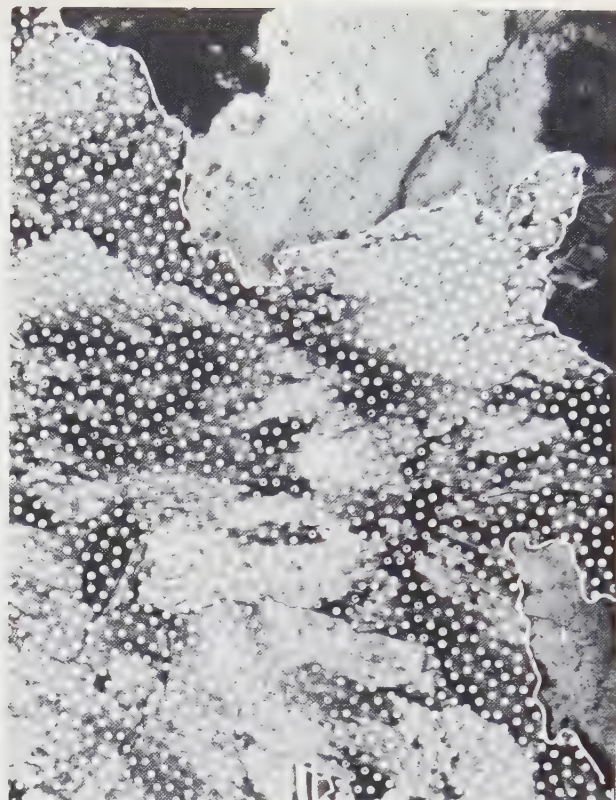
Herdérite ; développement sur un cristal d'albite ; le remplacement semble suivre sélectivement les lamelles de mâcles.

4. — L.M. 17 088 — L.P. $\times$ 50.

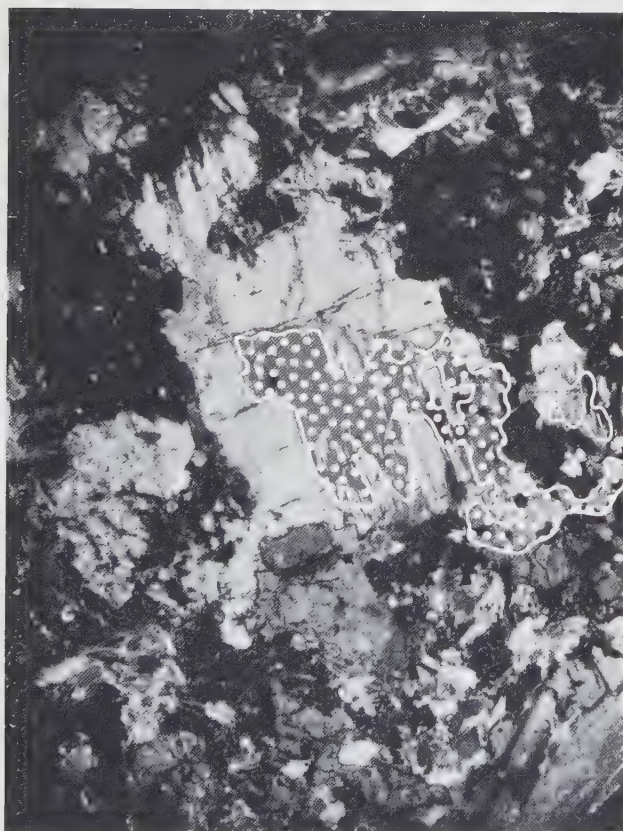
Montebrasite. Noter les mâcles fines polysynthétiques de la plage centrale de Montebrasite.



1



2



3



4

1 - 2 - 3 - Herderite



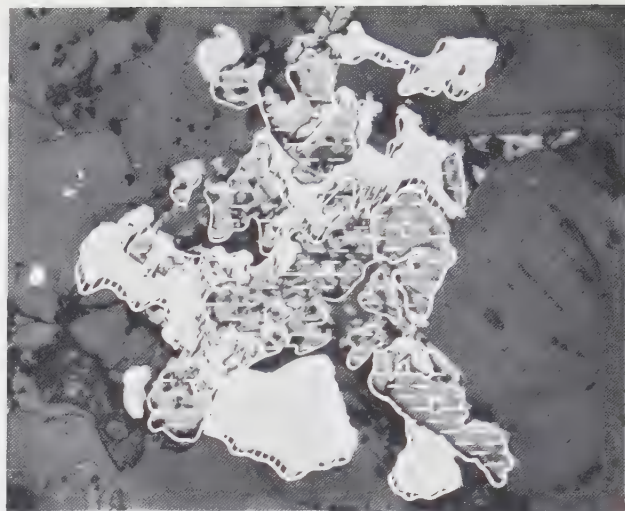
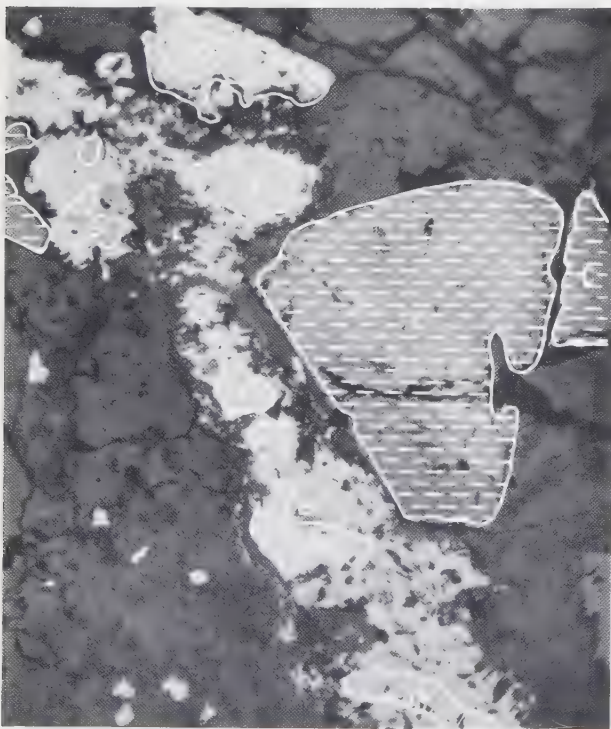
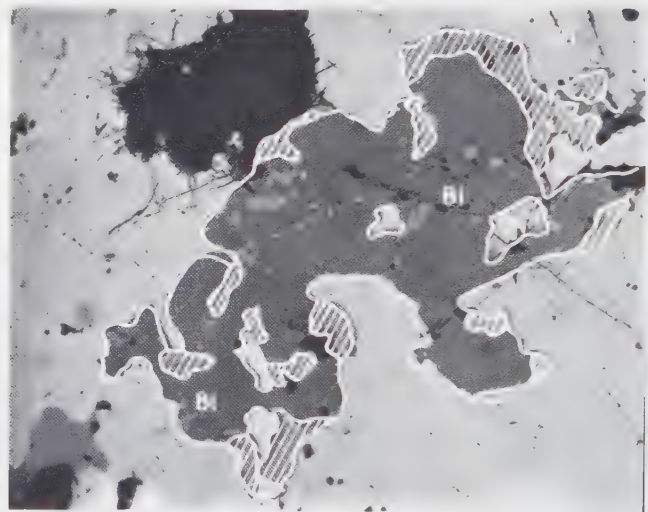
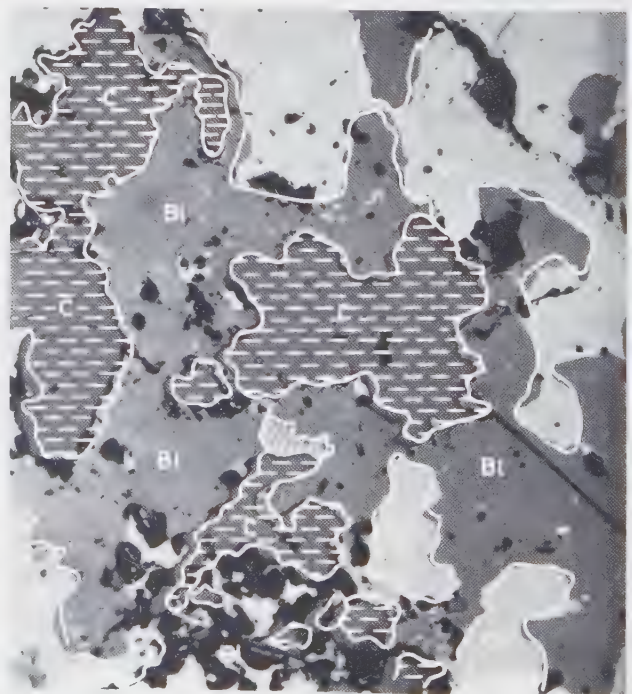
1) Faciès cryptocristallin

2) Faciès fibrolamellaire

3) Développement sur un cristal d'albite, le remplacement suit les lamelles de mûcles.

4) Montebbrasite.



1. — L.M. 17 088 — L.N. $\times 25$.2. — S.P. 3 938 — L.N. $\times 60$.3. — S.P. 6 592 — L.N. $\times 100$.4. — S.P. 1 598 — L.N. $\times 60$.5. — S.P. 1 598 — L.N. $\times 60$.

1 — Cristal de microlite (diagonal hatching) dans granite à albite lépidolite. Noter le remplacement par un minéral opaque de la famille de la niobotantalite.

2 et 3 — Granite à albite lépidolite de Beauvoir : plages de cassitérite (horizontal hatching) remplacées (2) ou entourées (3) par stannite (diagonal hatching) accompagnée de blende (gris plus foncé), chalcocites (gris blanc) et chalcopyrite (blanc).

4 — Les Chaillats, Liseré de stannite (diagonal hatching) autour d'une plage de blende (bl) au milieu de chalcopyrite (Ch). La blende renferme également des inclusions de stannite, chalcopyrite et löllingite (L).

5 — Les Chaillats, Cassitérite fragmentée (horizontal hatching) cimentée par blende (Bl) à inclusions de stannite (gris plus clair) au milieu de chalcopyrite (Ch).

Le *mispickel* est présent à la fois :

— dans les filons du gisement nord où il est l'accompagnateur discret mais habituel de la wolframite.

— dans les filons du gisement sud où il n'apparaît que très rarement.

— dans le secteur des Chaillats ; il peut alors être très abondant et constituer, avec la löllingite, l'essentiel du remplissage de certains filonnets qui recoupent les micaschistes.

La *löllingite* accompagne le *mispickel* aux Chaillats.

La *chalcopryrite* était suffisamment abondante dans les parties hautes du filon principal des Chaillats pour avoir justifié des recherches pour cuivre. Elle est alors accompagnée de *chalcosine* et de *covelline*. A Beauvoir, elle n'est présente que sous forme de traces microscopiques et rares, et, dans le filon Sainte-Barbe, de quelques mouches accompagnant la galène. La *blende* est présente aux Chaillats et, comme minéral accessoire dans le filon Sainte-Barbe.

La *galène* est connue en traces dans le filon du Mazet n° 1, dans certaines brèches du filon Sainte-Barbe et dans un filon parallèle, associée à la *blende* et un peu de cuivre gris. Dans la zone d'oxydation elle est remplacée par de la *mimétite* et de la *pyromorphite*; SCHNÆBÉLÉ (1922) y a également relevé la présence de cristaux jaunes de *iodargyrite*.

Enfin, DONNOT signale dans un de ses rapports inédits des traces de *molybdénite* à proximité du filon de porphyre quartzifère de la Gourdonne.

2-12) L'APATITE.

C'est l'une des formes principales de concentration du phosphore à Echassières. Minéral accessoire du granite des Colettes l'apatite est plus abondante dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir. Outre le faciès classique en grains disséminés on y rencontre une variété zonée, plus tardive, qui s'apparente à la *dahllite** et que l'on retrouve également dans les micaschistes, et des variétés colorées en rougeâtre ou verdâtre.

2-13) LES PHOSPHATES DIVERS.

J. NICOLAS et A. DE ROSEN (1963) ont décrit, associés à des filons de quartz fumé, apparemment tardifs, qui traversent aussi bien le granite à albite-lépidolite de Beauvoir que les micaschistes de la carrière de la Bosse, un certain nombre de phosphates secondaires rares.

La *gorceixite* $\text{Ba Al}_3 (\text{PO}_4)_2 (\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$, la *hinsdalite* $\text{Pb Al}_3 (\text{PO}_4) (\text{SO}_4) (\text{OH})_6$, la *natrojarosite* $(\text{NaK}) \text{Fe}_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$ qu'accompagnent de la pyromorphite, de la goethite et du cryptomélane. Ces minéraux semblent tapisser des « boxworks » cubiques qui pourraient résulter du lessivage d'anciens cristaux de galène ou de fluorine.

Nous avons retrouvé la gorceixite en de nombreux autres points du gisement, presque chaque fois que des possibilités de dépôt lui ont été offertes par une fracturation favorable.

La *chalcosidérite* $\text{Cu Fe}_6 (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_{8.4} \cdot \text{H}_2\text{O}$, en conduits fibreux et en sphérolites vert-foncé, tapisse quelques fissures limonitiques des micaschistes de la carrière de la Bosse (G. AUBERT, J.P. BONNICI et autres 1963). La *xeavellite* $\text{Cu Al}_6 (\text{PO}_4)_4 (\text{OH})_8 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$, se rencontre dans des fissures du granite à albite-lépidolite.

La *chalcolite* a été signalée lors de recherches faites sur les prolongements sud des filons du Mazet, au milieu du granite des Colettes.

(*) La *dahllite* est un terme intermédiaire entre l'hydroxylapatite et la carbonate-apatite.

Tableau récapitulatif des principales
minéralisations du massif
d'Echassières.

Localisation des minéraux :

(+ en traces
(++ moyenne
(+++ abondante

(* en traces
(** moyenne
(*** abondante

	GRANITE DE BEAUVOIR		GRANITE DES COLETTES			NICASCHISTES			PORPHYRES QUANTITATIVES	
	granite	greisen de bordure	granite	Filons Nord Mazet Ste Barbe	Autres filons	normaux	secteur sud (Bois liens à Chaillats	stockwerk filonien la Bosse	normaux	La Bourdonne et Chaillats (+ brèches silicifiées)
CASSITERITE	++	+++	*	*	**		+	*		+
LEPIDOLITE	+++	+++								
WOLFRAMITE (Ferberite (Hibnerite	*	*		+++			*	+++		*
MICROLITE	+	+								
BERYL	*	*						*		
HERCYNITE	++	++								
MONTEBRASITE	++	++								
TOPAZE	++	+++	*				++	+++		++
FLUORINE	+	+						*		++
STANNITES	*	+								+
PYRITE				*				*		+
PYRRHOPHINE										*
MARGASITE										++
MISPICKEL				+						+
LOLLINGITE										++
CHALCOPYRITE				*						++
BIENDE				*						+
GALENE				**						*
CUivre gris				*						+
GORCEIXITE et autres phosphates	+			**	+			++		
APATITE (DAHLITE)	+	+						+		

La *monazite* n'a pas été repérée dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir, qui doit pourtant en contenir puisqu'on la retrouve dans les concentrés de lavage du kaolin comme minéral accessoire.

La *vivianite* $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8 \text{H}_2\text{O}$, en cristaux prismatiques bleu-verdâtre, millimétriques, accompagne la montebrasite de certains greisens de bordure, au toit de la coupole de l'Eperon.

2-14) DIVERS.

J'ai trouvé une mouche millimétrique de *bismuth natif* auréolé d'ocres non déterminés dans un échantillon de micaschistes prélevé immédiatement au toit du granite des Colettes, dans la carrière des Colettes.

CONCLUSIONS.

De la description du massif granitique d'Echassières et des minéralisations en Sn, Li, Be, W, Nb et Ta qui lui sont associées on retiendra les éléments suivants :

a) *Le granite porphyroïde à deux micas des Colettes* présente un gisement batholitique circonscrit typique. Ses contacts avec les micaschistes encaissants sont soulignés par des fractures nombreuses qui pénètrent l'intérieur du massif dont la structure se trouve ainsi dominée par un *système de fracturation N 10 à N 40 E* qui contrôle les variations de faciès du granite et la localisation des zones kaolinisées.

b) *Le granite à albite-lépidolite de Beauvoir* présente un gisement de coupole typique : *il est intrusif dans les micaschistes et dans le granite des Colettes à la limite sud duquel il apparaît comme un satellite.*

L'évolution du granite de Beauvoir comporte plusieurs phases, qui ont dû se succéder d'une manière continue, et que l'on peut grouper de la manière suivante :

— une *phase « alcaline »* dans laquelle nous comprenons la cristallisation de l'*association majeure albite-lépidolite* et un épisode, plus discret, à microcline.

— une *phase « pneumatolytique »*, plus acide, responsable du développement des porphyroblastes de quartz, du dépôt des principaux phosphates et de la formation des greisens. Il n'y a pas de tourmalinisation.

— des phases tardives au cours desquelles interviennent la mise en place de filons de quartz à caractère plus nettement hydrothermal et, plus tard encore, la kaolinisation dont l'origine profonde est discutable.

c) *Le cortège filonien du massif d'Echassières* est important ; il comprend :

— immédiatement au Sud, accolé à sa limite orientale du granite de Beauvoir, mais dans les micaschistes, un *stockwerk filonien d'une grande ampleur* caractérisé par la présence d'un réseau de nombreux filons de faible puissance avec une gangue très variée, quartzreuse, quartzo-feldspathique ou quartzo-miacée, toujours riche en topaze, minéralisés en une *variété ferrière de wolframite* dont la composition est uniforme en dépit du grand volume intéressé et qui n'est pratiquement accompagnée d'aucun autre minéral de minerai. Ces filons sont antérieurs à la mise en place des granites connus.

— immédiatement au Nord, à cheval sur le contact granite des Colettes-micaschistes, quelques filons verticaux bien individualisés, typiquement tardi-granitiques, à gangue quartzreuse, minéralisés en une *variété manganésifère de wolframite* qu'accompagnent du mispickel et quelques sulfures.

— à la périphérie du massif, soulignant les fractures au contact, ou à l'intérieur même de nombreux filons de quartz, généralement stériles ou avec des traces de minéralisations en cassitérite.

— au Sud du massif, entre la Bosse et les Chaillats, une suite d'indices filoniens minéralisés en cassitérite et topaze et plus rarement en löllingite, blende, stannites et wolframite, qui jalonnent un long système de fracturation déjà emprunté par des venues microgranitiques anciennes. Localement ces indices prennent la forme d'une imprégnation diffuse dans les micaschistes.

d) Les minéralisations sont centrées sur le petit massif de granite à albite-lépidolite de Beauvoir. Elles comprennent :

— de la cassitérite, disséminée dans le granite de Beauvoir, et qui a cristallisé au cours de la phase précoce à albite-lépidolite ou concentrée dans certains greisens de bordure.

— de la lépidolite, qui constitue 10 à 25 % en poids du granite de Beauvoir et quelques concentrations locales dans des greisens de bordure.

— de la microlite, disséminée dans le granite de Beauvoir.

— de la montebrasite et surtout de la herdérite qui, avec la variété d'apatite « dahllite », sont les minéraux déposés au cours de la phase phosphatée. On peut remarquer que ce sont les variétés riches en eau de ces espèces, et non pas celles riches en fluor, qui se sont formées, comme si le potentiel fluoré avait été épuisé par la formation antérieure de la lépidolite et de la topaze.

— de la wolframite, dont la concentration majeure est liée à une phase ancienne responsable de la formation du stockwerk de la Bosse, dans les micaschistes encaissant la coupole de Beauvoir.

CHAPITRE III

GÉOCHIMIE

INTRODUCTION

Nous avons pu, dans les deux premiers chapitres, définir un certain nombre d'unités pétrographiques dans la région d'Echassières, et, en ce qui concerne les unités granitiques, mettre en évidence la succession de phases qui ont marqué leur histoire, démarche qui constitue déjà, en soi, de la géochimie au sens large.

Nous avons relevé, tout au long de ces descriptions, la présence de nombreux minéraux porteurs d'éléments plus ou moins rares qui ne rentrent pas dans la composition de la plupart des roches, tout au moins d'une manière habituelle. Ce chapitre aura pour but :

- de préciser la distribution de ces éléments : *lithium*, rubidium, césium, *étain*, *tungstène*, *arsenic*, *béryllium*, *phosphore*, *niobium*, *tantale*, bore, molybdène, bismuth, gallium, vanadium, germanium, Terres Rares, scandium, antimoine et *fluor* ;

- de situer les moments favorables à leur concentration ;

- de mesurer leur influence et leur dispersion dans les roches encaissantes à l'échelle régionale, avec, pour objectif final, la mise au point d'une méthode de recherches des gisements cachés de ce type.

Avant d'examiner les cas particuliers de chacun des éléments étudiés, je décrirai rapidement les méthodes d'échantillonnage et d'analyse qui ont été utilisées.

1. — MÉTHODE D'ÉCHANTILLONNAGE ET D'ANALYSE

1-1) MÉTHODES ET PLAN D'ÉCHANTILLONNAGE.

Dans une région où les affleurements sont rares et très inégalement distribués, il n'était pas possible de se contenter d'un échantillonnage naturel. Nous disposions bien des ouvertures de plusieurs carrières et aussi des carottes des sondages de reconnaissance que nous avons effectués près de la Bosse mais elles ne pouvaient nous fournir que des renseignements très localisés. Aussi, avons-nous été conduit à prélever la roche en place, par petits puits répartis selon une maille régulière, dans un secteur qui s'écarte largement des limites propres au seul massif granitique.

Cette manière systématique d'opérer est critiquée par certains auteurs comme SHAW (1964) qui lui reproche de ne pas tenir suffisamment compte du caractère aléatoire qui devrait présider, selon lui, à tout prélèvement d'échantillons. Cette règle ne nous paraît pas justifiée ; MATHERON (1965) l'a bien mis en évidence en démontrant que même dans une roche apparemment homogène, les éléments ne sont pas distribués au hasard : *il y a continuité et l'on détruit cette continuité par un prélèvement aléatoire*. Dans notre cas, où il s'agissait non pas de rechercher les fluctuations de teneurs d'un élément à l'intérieur d'un massif donné, mais bien de déterminer les variations propres à nous conduire à sa concentration, le facteur de continuité est encore plus essentiel, et seule l'utilisation d'une maille régulière est susceptible d'en rendre compte.

Le domaine de prélèvement a été limité, pour des raisons d'économie, à un secteur de 70 kilomètres carrés environ, nettement décentré par rapport au batholite principal des Colettes, puisque toute la partie de schistes cristallins située à l'Ouest de ce batholite n'a pas été échantillonnée. Par contre cette disposition permettait dans la direction opposée d'éloigner les points extrêmes de prélèvements jusqu'à plus de 4 km des limites du massif, sans élargir exagérément la maille.

La maille générale de prélèvement est une maille rectangulaire dont les équidistances sont respectivement de 400 et 800 m d'Est en Ouest et du Nord au Sud. Ce dispositif a été choisi de préférence à celui d'une maille carrée, centrée ou non, ou d'une maille triangulaire équilatérale, en vue de mieux recouper les directions structurales du massif qui avaient été observées et qui s'orientent entre N et N 50 E.

Dans le massif granitique d'Echassières et son environnement immédiat, la maille de prélèvement a été resserrée et les équidistances ramenées à 200 et 400 m, et dans le secteur sud, qui à divers titres paraissait le plus intéressant, à 400×400 m.

Si, dans l'avenir, il y avait lieu de resserrer cette maille, il serait facile de prévoir des profils intermédiaires, où les prélèvements seraient effectués en quinconces par rapport à l'échantillonnage ancien, de telle sorte que l'on se rapproche au maximum de la maille idéale triangulaire équilatérale.

Tous les puits ont été foncés à la pelle et à la pioche, de préférence à l'emploi d'une pelleteuse mécanique dont le déplacement d'un point à l'autre dans une région aussi accidentée et boisée aurait considérablement réduit le rendement ou d'une petite sondeuse ou tarière incapable de situer la roche en place et de préciser les caractères de son gisement.

Des 345 puits foncés, 6 seulement n'ont pu atteindre la roche en place. Leur profondeur moyenne est de 1,05 m avec un maximum de 3,20 m. L'épaisseur moyenne des sols est de 0,30 m avec un maximum de 1,10 m. Quant à l'horizon C de matériel rocheux altéré mais non en place, il n'est développé que dans 230 cas seulement avec une épaisseur moyenne de 0,50 m et un maximum de 2,70 m. Les recouvrements les plus épais s'observent dans la région de la Bosse et au Sud de celle-ci où ils atteignent de un à deux mètres en moyenne.

Dans chaque puits 3 échantillons ont été prélevés :

- 1 échantillon de sol à la base de l'humus (boîte Plastora) ;
- 1 échantillon à la base de l'horizon C (boîte Plastora) ;
- 1 échantillon de roche de 3 kilos environ, en nombreux fragments : lorsqu'il s'agissait de roches cristallophylliennes la direction et le pendage de la schistosité étaient relevés.

1-2) MÉTHODES D'ANALYSE.

Seuls les échantillons de roche en place ont été étudiés et analysés. Les échantillons de sol et d'horizon C sont conservés et seront analysés ultérieurement.

Le schéma de broyage a été conçu afin de limiter au maximum l'introduction inévitable d'erreurs au cours de cette opération. Ainsi le premier quartage n'est effectué qu'après passage

au tamis 50, soit à une granulométrie où la taille des plus gros grains ne dépasse pas 0,3 mm. Ces données sont nettement inférieures à celles imposées normalement aux laboratoires ; nous les avons choisies selon les recommandations de P. LAFFITTE (1957) qui conseille de ne procéder au quartage de l'échantillon qu'après concassage à une taille moyenne des grains aussi petite que possible (par exemple de 1 mm).

Le même auteur souligne que l'erreur sera « nettement plus forte en valeur relative dans le cas d'éléments entrant dans des minéraux peu abondants ». Ce sera, dans notre étude, particulièrement le cas de l'étain, du tungstène et du tantale qui s'expriment essentiellement dans des minéraux rares et à très forte teneur.

Le schéma de broyage comporte 3 prises :

— un échantillon A, prélevé dans la première phase de broyage, pour séparation éventuelle de minéraux ;

— un échantillon B, broyé à la maille de 50 mesh, pour dosage du béryllium au dosimètre de laboratoire.

— un échantillon C, broyé à la maille de 200 mesh, pour dosage de tous les autres éléments choisis.

Les analyses ont été effectuées par les laboratoires du B.R.G.M. Les méthodes utilisées sont décrites et commentées en détail par H. GRILLOT, J. BEGUINOT, M. BOUCETTA, C. ROUQUETTE et A. SIMA (1964). Nous en rappellerons simplement ici l'essentiel.

— le *béryllium* est dosé sur l'échantillon au béryllomètre de laboratoire, type Bowie. Celui-ci utilise le rayonnement X d'une source d'antimoine 124 ; il en résulte une émission de neutrons rapides de haute énergie du béryllium contenu dans l'échantillon ; ces neutrons rapides sont ralentis dans de la paraffine avant d'être mesurés par une série de compteurs.

— le *bore*, le *gallium*, le *scandium* et l'*étain* (1) ont été dosés par spectrographie d'émission (Spectrographe Nouvelle Zélande — Jobin et Yvon).

— le *lithium* est dosé par spectrophotométrie de flamme (appareil Optica) après attaque de l'échantillon par une solution sulfo-chlorhydrique.

Les autres éléments sont dosés par voie chimique colorimétrique :

— l'*arsenic* par la méthode de Gutzeit au chlorure mercurique.

— l'*antimoine* par la rhodamine B.

— le *fluor*, après combinaison avec l'anhydride tungstique ou molybdique, par décoloration de la laque alizarine-zirconium.

— le *molybdène* et le *tungstène* par le dithiol.

— le *niobium* et le *tantale* par fluorescence X et chromatographie sur papier (2).

— le *phosphore*, par le vanadate de sodium et le molybdate de sodium.

Tous ces éléments n'ont pas été dosés systématiquement dans tous les prélèvements.

(1) L'étain a été également recherché par voie chimique colorimétrique (galleine) après attaque au iodure d'ammonium. Cette méthode, mise au point pour la recherche de l'étain dans les sols, s'est révélée déficiente lorsqu'il s'agit de roches ; il semble que l'attaque au iodure d'ammonium, même sur des échantillons finement broyés, épargne une partie de l'étain, soit qu'il se trouve sous forme de cassitérite très fine protégée par une enveloppe minérale comme cela peut être le cas dans les clivages de micas, soit qu'il ne s'exprime pas sous forme de cassitérite. Il était donc préférable, pour obtenir l'étain total contenu dans la roche de faire appel à la spectrographie d'émission.

Une méthode originale est actuellement mise au point au B.R.G.M. qui permettra de doser l'étain total par voie chimique.

(2) Les analyses de niobium et de tantale ont été exécutées par les laboratoires du Commissariat à l'Energie Atomique. Je remercie vivement M. BRANCHE, chef du Service de Minéralogie, et MM. AGRINIER et GUILLEMOT de leur aide en cette circonstance.

	Phosphore						Fluor					
	effectif	moyenne arithmétique des teneurs	Fourchette (g/t)	médiane (g/t)	log de la médiane	Ecart type des logs	effectif	moyenne arithmétique des teneurs	Fourchette (g/t)	médiane (g/t)	log de la médiane	Ecart type des logs
Ensemble	388	523	1600 50	296	2,47	0,37	440	3830	19500 220	2042	3,31	0,49
Beauvoir	61	1790	9500 100	1000	3,00	0,49	61	11200	37000 2100	8710	3,94	0,31
granite à albite- lépidolite	40	2060	11600 110	1150	3,06	0,52	40	11600	32000 2900	9773	3,99	0,26
greisens de bordure	5	2730	11500 380	2000	3,29	0,38	5	24400	33500 17000	23990	4,38	0,07
greisens internes	11	980	3800 110	631	2,80	0,39	11	4750	11800 1400	4074	3,61	0,23
Roche feldspathique de contact	10	388	1900 90	392	2,48	0,32	10	3290	5900 1650	3091	3,49	0,14
Granite des Colettes	81	426	1300 90	338	2,53	0,29	81	3100	6400 1300	2885	3,46	0,17
faciès rose	32	315	800 90	260	2,42	0,24	31	3260	7700 1150	2952	3,47	0,21
faciès blanc	30	443	1200 120	372	2,57	0,25	31	2740	4600 1500	2631	3,42	0,12
faciès "microgrenu"	12	696	3100 90	512	2,71	0,39	12	3570	6800 1700	3389	3,53	0,15
Gneiss du nord	22	203	310 120	195	2,29	0,10	38	487	1450 110	398	2,60	0,28
Micaschistes	201	231	470 90	204	2,31	0,18	237	2790	11500 220	1585	3,20	0,43
loin du massif	79	195	340 95	182	2,26	0,14	112	922	2250 270	776	2,89	0,23
autour des Colettes	51	226	470 80	195	2,29	0,19	52	2490	7000 700	1995	3,30	0,27
au sud de Beauvoir	65	278	610 90	234	2,37	0,21	65	6140	25000 760	4366	3,64	0,38
Microgranite	7	342					7	635				
	Lithium						Étain					
	effectif	moyenne arithmétique des teneurs	Fourchette (g/t)	médiane (g/t)	log de la médiane	Ecart type des logs	effectif	moyenne arithmétique des teneurs	Fourchette (g/t)	médiane (g/t)	log de la médiane	Ecart type des logs
Ensemble	438	1740	8700 50	660	2,82	0,56	414	299	3600 1	50	1,70	0,93
Beauvoir	61	8000	36000 920	5755	3,76	0,40	61	1390	4400 230	1000	3,00	0,33
granite à albite-lépidolite	39	9690	35000 1900	8129	3,91	0,32	40	1290	3300 320	1024	3,01	0,25
greisens de bordure	5	10000	11800 8200	9773	3,99	0,04	5	2230	3300 1400	2188	3,34	0,09
greisens internes	12	3890	17700 350	2455	3,39	0,43	11	651	1650 200	572	2,75	0,23
Roche feldspathique de contact	10	1430	3500 460	1289	3,11	0,22	10	264	900 50	204	2,31	0,32
Granite des Colettes	82	1070	1850 570	1024	3,01	0,13	82	151	410 40	117	2,07	0,27
faciès rose	32	1020	1800 500	955	2,98	0,14	32	134	340 40	112	2,05	0,24
faciès blanc	31	979	1430 640	955	2,98	0,09	31	116	260 30	93	1,97	0,22
faciès microgrenu	12	1400	2660 670	1329	3,12	0,15	12	291	855 70	245	2,39	0,27
Gneiss du nord	39	192	480 50	162	2,21	0,24	23	5	23 0	3	0,49	0,44
Micaschistes	232	611	2300 70	398	2,60	0,38	226	94	840 0	0	1,32	0,81
loin du massif	110	317	910 60	239	2,38	0,29	104	10	40 0	5	0,74	0,44
autour des Colettes	50	592	1670 140	478	2,68	0,27	50	76	630 0	30	1,48	0,66
au sud de Beauvoir	65	1080	4300 140	776	2,89	0,37	65	236	2340 6	117	2,07	0,65
Microgranite	7	216					7	14				

Tableau 24 bis a - ECHASSIERES - Caractéristiques numériques des distributions des teneurs en phosphore, fluor, lithium et étain

	tungstène						béryllium					
	Effectif	moyenne arithmétique des teneurs	Pochelette (g/t)	médiane (g/t)	log de la médiane	Ecart type des logs des teneurs	Effectif	moyenne arithmétique des teneurs	Pochelette (g/t)	médiane (g/t)	log de la médiane	Ecart type des logs des teneurs
Ensemble	390	99	480 1	23	1,38	0,66	440	36	115 1	11	1,06	0,51
Beauvoir	61	110	430 12	72	1,86	0,39	64	188	1070 9	97	1,99	0,52
granite à albite-lépidolite	40	117	370 20	85	1,93	0,34	39	219	1300 10	114	2,06	0,53
greisens de bordure	5	98	175 50	93	1,97	0,14	5	83	250 20	70	1,85	0,28
greisens internes	11	39	120 6	27	1,44	0,33	14	151	1070 5	75	1,88	0,57
Roche feldspathique de contact	10	24	48 9	21	1,34	0,18	10	16	35 6,5	15	1,19	0,18
Granite des Colettes	81	42	160 5	27	1,44	0,39	81	15	40 2,5	10	1,03	0,30
faciès rose	32	48	175 6	33	1,52	0,36	32	8	17 3	7	0,85	0,19
faciès gris	30	28	105 4	21	1,34	0,35	30	13	31 4	11	1,06	0,22
faciès microgrenu	12	70	300 6	42	1,63	0,43	12	35	125 3	19	1,30	0,41
Gneiss du nord	22	8	33 0,75	5	0,71	0,41	37	4	13 1,2	4	0,61	0,26
Micaschistes	203	134	570 0,6	19	1,30	0,74	236	9	21 2,3	7	0,88	0,24
loin du massif	80	11	46 0,8	6	0,82	0,44	112	7	17 2	6	0,83	0,23
autour des Colettes	52	28	150 2	19	1,28	0,45	52	9	20 3,2	8	0,94	0,20
au sud de Beauvoir	65	363	3200 1,4	72	1,86	0,82	64	11	30 2	8	0,93	0,29
Microgranite	7	4	1				7	6	5			

Arsenic						
Ensemble	388	184	1450 0,75	33	1,53	0,82
Beauvoir	61	40	140 5	8	0,94	0,62
granite	40	46	140 0,7	10	1,01	0,57
greisens bordure	5	8	40 0,4	4	0,67	0,50
greisens internes	11	7	24 0,35	3	0,56	0,45
Roche feldspathique de contact	10	4	14 0,6	3	0,53	0,34
Granite des Colettes	79	54	360 1	19	1,29	0,64
faciès rose	31	80	570 1,6	30	1,49	0,64
faciès blanc	30	46	280 1,6	21	1,34	0,56
faciès microgrenu	12	10	44 0,4	4	0,66	0,52
Gneiss du nord	22	18	95 0,7	8	0,94	0,53
Micaschistes	203	301	250 3	83	1,92	0,74
loin du massif	80	110	520 2	33	1,53	0,60
autour des Colettes	52	202	1900 2	63	1,80	0,74
au sud de Beauvoir	65	590	4000 19	275	2,44	0,58
Microgranite	7	10				

Tableau 24 bis b - ECHASSIERES - Caractéristiques numériques des distributions des teneurs en tungstène, béryllium et arsenic

Dans une première phase indicatrice un échantillon sur 2 ou 3 ou 4 était analysé ; finalement, le dosage systématique a été limité aux éléments suivants :

- *Fluor, lithium et béryllium* sur tous les prélèvements.
- *Etain, tungstène, arsenic et phosphore* sur tous les prélèvements des zones centrales et Sud, et sur un prélèvement sur deux à l'extrême Nord et à l'extrême Est du secteur étudié.
- *Molybdène et gallium* sur un nombre réduit de prélèvements.
- *Antimoine* sur les prélèvements du secteur extrême Sud à proximité du microgranite de Pouzol.

2. — RÉSULTATS

L'ensemble des résultats obtenus est figuré :

- sur les cartes « élémentaires » au 1/20 000 (annexes IX a à IX g) où sont dessinées les courbes d'isoteneur de l'élément considéré.
- sur une carte d'anomalies cumulées où chaque point de prélèvement est représenté par la somme pondérée des teneurs des 7 éléments dosés (1). (annexe X).
- dans le tableau 24 bis où sont reportées les caractéristiques numériques de la distribution des divers éléments étudiés pour chacun des ensembles et sous-ensembles de roches du district d'Echassières. Grâce à l'utilisation d'un ordinateur électronique (Bull Gamma 30) et à l'amicale collaboration de G. DERECH nous avons pu très rapidement connaître pour chaque famille ces caractéristiques : moyenne arithmétique des teneurs, médiane des teneurs, logarithme de la médiane etc.

2-1) LE LITHIUM, LE RUBIDIUM ET LE CÉSIUM.

2-1-1) DISTRIBUTION RÉGIONALE.

A l'échelle régionale la distribution du lithium dans les micaschistes et les gneiss, hors de l'influence du massif granitique, est relativement conforme avec les données recueillies dans la littérature pour ce type de roches (voir tableau 25) puisque les teneurs moyennes en Li_2O sont comprises entre 192 et 317 g/t de Li_2O . Il en est de même pour la teneur des filons de porphyre et du microgranite de Pouzol-Servant où elle ne s'écarte guère des données des mêmes auteurs pour les roches granitiques.

Quant aux deux unités granitiques principales du massif d'Echassières proprement dit, elles accusent des teneurs moyennes considérablement supérieures à ces chiffres, 5 à 10 fois plus fortes pour le granite des Colettes, 20 à 50 fois plus fortes pour le granite de Beauvoir, définissant le caractère lithinifère remarquable du massif d'Echassières.

2-1-2) DISTRIBUTION DANS LE GRANITE DES COLETTES.

Dans le granite des Colettes la distribution du lithium semble indépendante du faciès particulier de la roche ; qu'il s'agisse du granite blanc ou rose, à tendance microgrenue ou non, les teneurs en Li_2O s'inscrivent entre des limites voisines de 979 à 1170 g/t avec une moyenne de 1070 g/t. On retiendra pourtant l'appauvrissement relatif du Li_2O dans la partie centrale du batholite et son enrichissement à proximité du granite à albite-lépidolite de Beauvoir.

(1) En chaque point l'on a 7 variables, soient x_i ; les caractéristiques de la distribution sont, pour la variable i : moyenne m_i , médiane γ_i , écart-type logarithmique σ_i ; on définit une variable réduite $Z_i = 1/\sigma_i$
 $\left(\log, \frac{x_i}{\gamma_i} \right)$ $i = 7$ et en fait en chaque point la somme des variables réduites : $Z = \sum_{i=1}^{i=7} Z_i = 1$. On représente les valeurs de Z sur la carte. A noter que Z est un nombre algébrique qui peut prendre une valeur négative.

TABLEAU 25

Teneurs en Li_2O des granites et des schistes d'après divers auteurs comparées à celles des roches du district d'Echassières

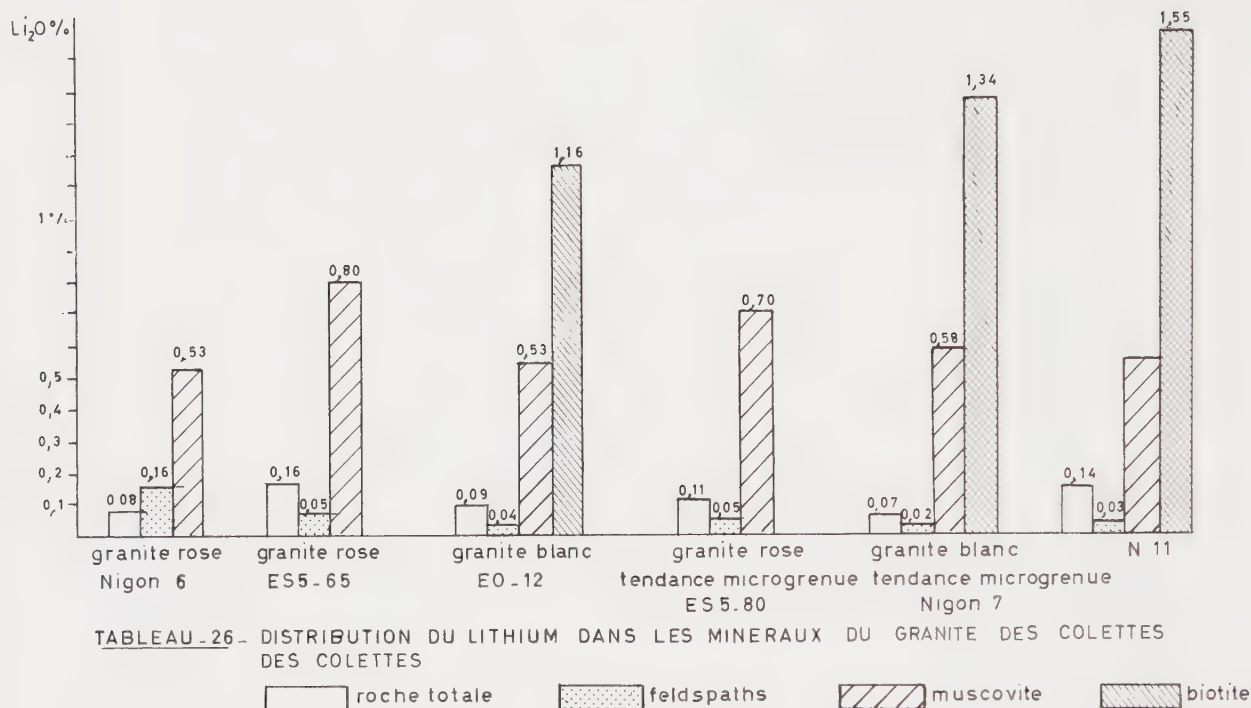
Schistes		Granites		
STROCK (1937)	122 g/t	300 g/t		
RANKAMA (1954)	100	375 (granites d'Allemagne)		
HORTSMAN (1957)	140	90		
VINOGRADOV (1959)		150		
FLEISCHER et autres (1962)		50 (granite G I) (1)		
BEUS (1964)		81 (roches intrusives acides)		
CHAURIS (1965)		120 à 170 (granites de Bretagne)		
PHAN (1965)	200	75 à 400 (granites du Morbihan)		
Echassières		microgranite Pouzol 216	granite Colettes 1070	granite Beauvoir 9690
(1) G1 ; roche utilisée comme étalon international. G1 est un granite provenant de la carrière Smith, Westerly, Rhode Island (U.S.A.).				

Le lithium du granite est *essentiellement contenu dans les biotites* qui sont très lithinifères (1,17 à 1,55 % de Li_2O) et, à un moindre degré, dans les muscovites (0,53 à 0,80 % de Li_2O), tandis que des teneurs encore relativement fortes sont notées dans les feldspaths (voir tableau 26).

A la vue de ces résultats, il ne faut pas se hâter de conclure à une *libération d'une grande partie du lithium (50 à 60 %) à l'occasion de la muscovitisation des biotites*. En effet, une partie importante de la muscovite résulte du remplacement des feldspaths potassiques et il est impossible, dans l'état actuel des techniques de séparation, de faire la part des muscovites issues de l'un ou l'autre minéral. Ainsi, *il se peut fort bien que la muscovitisation de la biotite n'entraîne pas de diminution de la teneur en Li_2O du mica dont la muscovite issue du feldspath potassique serait seule responsable*. Il faut attendre des techniques nouvelles (microsonde ionique), qui nous permettent de suivre le lithium dans les minéraux, comme nous pouvons le faire aujourd'hui pour d'autres éléments avec la microsonde électronique, pour éclairer cette importante question.

2-1-3) DISTRIBUTION DANS LE GRANITE A ALBITE-LÉPIDOLITE DE BEAUVOIR.

C'est le domaine du lithium. La teneur moyenne de la roche est généralement comprise entre 0,5 et 1,5 % de Li_2O ; elle est directement fonction du pourcentage de *lépidolite contenue, riche de 5,4 à 6 % de Li_2O* (voir tableau 27) et, pour une petite part, de celui de *montebrasite* qu'elle renferme. L'analyse des coupes de sondages montre un certain nombre de fluctuations dans les teneurs de Li_2O qui ne sont pas toutes fonction d'une simple variation du pourcentage de lépidolite mais bien de l'évolution même de la roche :



La *greisénisation de bordure* concentre le lithium dans des «lépidolitites» riches jusqu'à 3 % de Li_2O (coupole du Suquet).

La *quartzification et la greisénisation* tardive qui a donné naissance aux greisens quartzomiacés internes ne modifient pas ou peu le contenu lithinifère de la roche ; c'est une phase stérile mais non stérilisante, dans la mesure où elle ne détruit pas ou peu les lépidolites préexistantes (les micas néoformés sont du type muscovite).

Il en est de même pour la *kaolinisation* qui conserve la lépidolite intacte mais fait généralement disparaître la petite quantité de montebrasite.

2-1-4) AURÉOLES DE DISPERSION DU LITHIUM AUTOUR DU MASSIF D'ÉCHASSIÈRES (voir annexe IX c).

2-1-4-1) Autour du granite des Colettes.

Le granite à biotite lithinifère des Colettes développe une auréole lithinifère irrégulière dans les micaschistes encaissants.

Pratiquement inexistante vers le Nord, cette auréole est mieux développée vers l'Est où elle affecte une zone large de 5 à 600 mètres (voir carte annexe) ; les teneurs en Li_2O y sont comprises entre 500 et 1000 g/t avec une teneur moyenne de 592 g/t.

Vers l'Ouest, le contact granite-micaschistes est mieux souligné encore, du côté des micaschistes, par une zone enrichie en lithium mais dont l'extension exacte ne nous est pas connue puisqu'elle débordé les limites de notre plan de prélèvements.

2-1-4-2) Autour du granite de Beauvoir.

Le granite de Beauvoir est à l'origine d'une très remarquable diffusion du lithium dans les roches environnantes.

a) *Vers le granite des Colettes* où l'on note un enrichissement relatif du contenu en Li_2O dans les prélèvements situés jusqu'à une distance de 2 ou 300 mètres du contact.

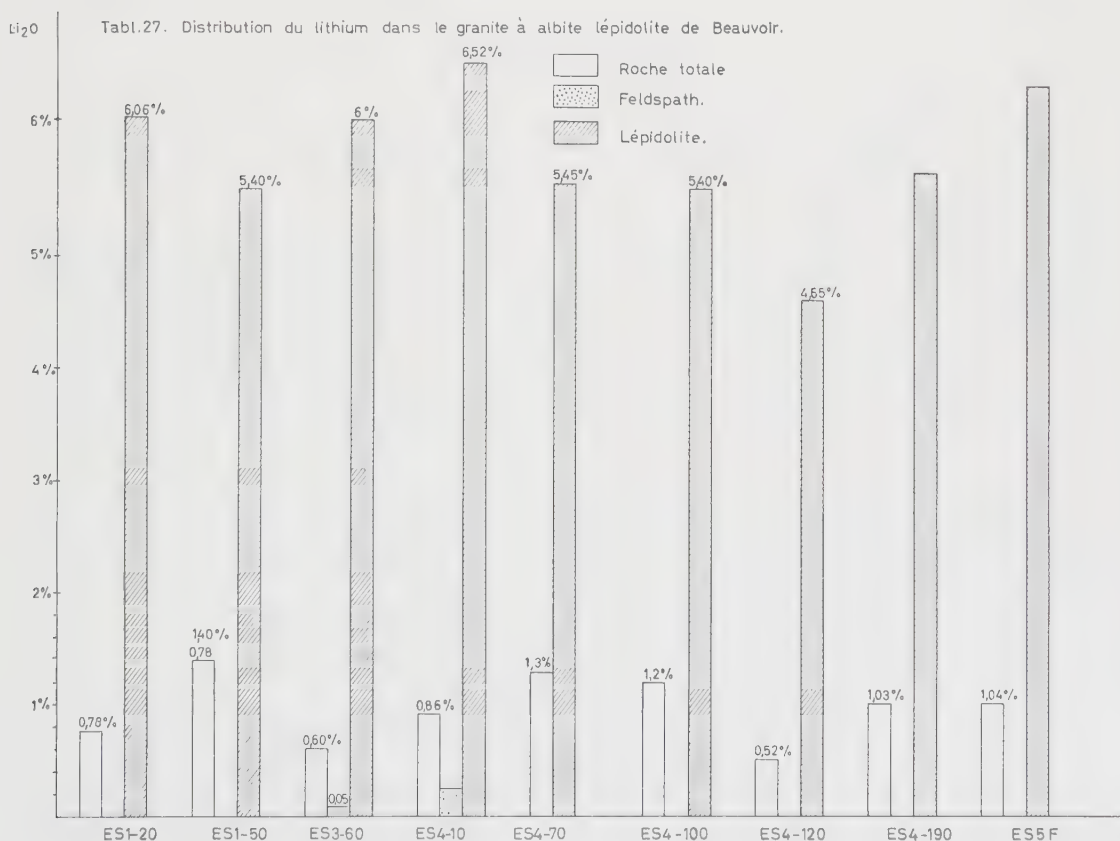
Dans le sondage ES 5 qui recoupe justement ce contact la teneur moyenne du granite est de 1140 g/t de Li_2O , celle des passages feldspathisés de 1400 g/t tandis que celle de l'« albite » atteint 10 000 g/t. Au contact même, la roche feldspathique passe, en quelques mètres, d'une teneur de 1600 g/t de Li_2O .

Si l'on tente de suivre le destin du lithium à travers les minéraux de ces roches, on constate :

— que la teneur des feldspaths reste toujours inférieure à 600 g/t de Li_2O .

que la teneur des micas blancs ou faiblement colorés qui sont matériellement inséparables (sous ce terme de faiblement colorés, je regroupe des micas intermédiaires ou mixtes, en agrégats où l'on distingue à la fois des termes voisins de la biotite, de la phlogopite et de la muscovite) est variable :

- dans le granite des Colettes les micas blancs titrent 7 à 8000 g/t de Li_2O (ES 5-65 et ES 5-80).



- dans les passages feldspathiques les micas blancs titrent 11400 g/t de Li_2O (ES 5-68).
- dans la roche feldspathique de contact les micas blancs passent à une lépidolite franche, titrant 45 000 g/t de Li_2O (ES 5-A).
- dans le granite de Beauvoir, la lépidolite contient plus de 60 000 g/t de Li_2O .

Il y a donc enrichissement très net de la teneur en lithium au contact du granite à albite-lépidolite, enrichissement qui se traduit essentiellement par une augmentation de la teneur des micas en Li_2O .

b) Vers les micaschistes.

La courbe d'isoteneur à 500 g/t de Li_2O enveloppe, au Sud du granite à albite-lépidolite de Beauvoir, dans les micaschistes, une zone anormale remarquable qui s'étend sur environ deux kilomètres du Nord au Sud et plus d'un kilomètre d'Est en Ouest et à l'intérieur de laquelle la teneur moyenne en Li_2O atteint 1080 g/t (1).

Les courbes à 1000 et 1500 g/t précisent l'anomalie en en réduisant légèrement le domaine alors que la courbe à 2000 g/t délimite à l'intérieur de cette zone, deux secteurs hautement anormaux :

- le premier « Lithium I », est centré sur l'affleurement du granite à albite-lépidolite de Beauvoir ; il englobe les micaschistes environnants vers le Sud-Est (stockwerk de la Bosse) et le Sud-Ouest (région de Marion) jusqu'à près de 400 m du contact.

- le deuxième « Lithium II », est situé 1500 m plus au Sud et occupe une superficie d'environ 5 à 6 hectares.

En bref, nous schématiserons le comportement du lithium à Echassières de la manière suivante :

- distribution normale dans les micaschistes et les gneiss en dehors de l'influence du massif granitique.

- concentration relative dans les micas et spécialement les biotites, que l'on peut qualifier de lithinifères, du granite des Colettes qui ne détermine autour de lui qu'une auréole de dispersion assez discrète.

- concentration majeure dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir ; l'essentiel de cette concentration étant lié à la phase principale de consolidation de la roche sous forme de lépidolite tandis que la phase « pneumatolytique » est probablement responsable des enrichissements locaux en lépidolite fine des greisens de bordure et de la montebrasite accessoire des greisens et du granite à albite-lépidolite.

- diffusion à partir du stock de Beauvoir dans le granite des Colettes et surtout dans les micaschistes de la zone sud où le lithium détermine une zone anormale remarquable.

(1) Dans les micaschistes le lithium est essentiellement concentré dans les biotites (ou phlogopites) tandis que les micas blancs sont appauvris. Voici les résultats d'analyse des deux fractions micacées de deux échantillons de micaschistes de la zone sud :

	EH 6	EH 7
micas blancs	< 500	< 500
micas brunâtres à noirs	2 400	3 800

Les résultats sont exprimés en g/t de Li_2O .

Quant au *rubidium* et au *césium* les chiffres dont nous disposons sont trop peu nombreux pour permettre de suivre l'évolution de ces éléments au cours de l'histoire du massif. On peut dire seulement qu'elle semble voisine de celle du lithium et que les concentrations relatives du rubidium et de césium se situent dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir.

— La teneur moyenne de ce granite (7 échantillons analysés) est de 8200 g/t de Rb₂O et 1100 g/t de Cs₂O. La lépidolite est le principal minéral porteur.

— Dans les micaschistes le rubidium et le césium semblent avoir migré comme le lithium et déterminent probablement une large auréole de dispersion autour du massif. En effet la teneur moyenne des micaschistes de la zone sud (3 échantillons analysés) approche de 0,5 % de Rb₂O et 0,1 % de Cs₂O.

2-2) L'ÉTAIN.

2-2-1) DISTRIBUTION GÉNÉRALE.

Hors de l'influence du massif d'Echassières la teneur moyenne en étain des micaschistes et des gneiss de la série cristallophyllienne est inférieure à 10 g/t. Dans le microgranite de Pouzol, elle atteint 14 g/t.

Avant d'aborder le cas des unités granitiques du massif lui-même, rappelons quelques uns des chiffres cités dans la littérature à propos des teneurs en étain des roches granitiques :

TABLEAU 28

Teneurs en étain des schistes et granites (d'après divers auteurs) et des roches du district d'Echassières (voir aussi tableau 35)

Schistes et gneiss			Roches granitiques		
GOLDSCHMIDT (1954)				80 g/t	
BARSUKOV et					
PAVLENKO (1956)				5 à 30 g/t	
GINZBURG (1960)				45 g/t	
FLEISCHER (1962)				8,8 g/t (G1)	
CHAURIS (1965)	9 à 18 g/t			9 à 20 g/t	
PHAN (1965)	6 g/t			8 à 30 g/t	
Echassières	Micaschistes	gneiss	microgranite Pouzol	granite Colettes	granite Beauvoir
	10 g/t	5 g/t	14 g/t	151 g/t	1290 g/t

2-2-2) DISTRIBUTION DANS LE GRANITE DES COLETTES.

La teneur moyenne en étain du granite des Colettes (151 g/t) est donc nettement supérieure à celle des roches granitiques et ceci même sans tenir compte de quelques valeurs les plus hautes qui s'écartent exagérément du fond et qui doivent correspondre à la présence

de filonnets de quartz à épontes greiséisées avec cassitérite. La qualification de granite stannifère est parfaitement justifiée, bien que, comme nous allons le voir, comparé au granite à albite-lépidolite de Beauvoir, il fasse encore figure de granite stérile.

De même que pour le lithium, la teneur en étain apparaît indépendante du faciès granitique à l'intérieur du batholite. On constate également un appauvrissement relatif au centre du massif.

Distribution de l'étain dans les minéraux du granite des Colettes.

Nous avons rarement rencontré de la cassitérite, et dans ces cas, elle est généralement associée à des filonnets de quartz ou aux greisens qu'ils développent faiblement à leurs épontes.

Ce sont les micas qui sont les principaux minéraux porteurs d'étain dans le granite des Colettes : les muscovites contiennent 426 g/t d'étain et les biotites 522 g/t alors que les feldspaths en renferment, en moyenne, 52 g/t.

2-2-3) DISTRIBUTION DANS LE GRANITE DE BEAUVOIR.

Le granite à albite-lépidolite de Beauvoir, avec une teneur moyenne qui varie entre 500 et 1500 g/t d'étain, apparaît comme la roche porteuse et concentratrice d'étain par excellence. Cette teneur est directement fonction du pourcentage de cassitérite qu'elle renferme et si l'analyse des lépidolites triées montre qu'elles contiennent encore une moyenne de 635 g/t d'étain, il est certain qu'une grande partie de cet étain est exprimée sous forme de petites cassitérites logées dans les clivages de la lépidolite et non libérées.

— La greiséisation de bordure concentre l'étain au toit de la coupole et sur quelques mètres de puissance. Les teneurs atteignent alors plusieurs kilogrammes par tonne.

— La quartzification et la greiséisation tardive affectent peu le contenu en étain de la roche. Les filons de quartz eux-mêmes ne renferment généralement pas d'étain ; toutefois certains d'entre eux présentent parfois de belles concentrations de cassitérite en cristaux zonés, localisés à leurs épontes. S'agit-il d'un nouvel apport d'étain lié à une phase particulière de la quartzification, ou plutôt d'une remise en mouvement de l'étain du granite greiséisé des épontes ; il ne nous a pas été possible de conclure.

— la kaolinisation ne modifie pas le comportement de l'étain dans le stock de « granite ». Nous avons déjà eu l'occasion (voir chapitre II, 1.2.3) d'insister sur le fait qu'il n'existait pas de relations directes entre la présence d'étain et la kaolinisation au sein du massif d'Echassières.

2-2-4) AURÉOLES DE DISPERSION DE L'ÉTAÏN AUTOUR DU MASSIF D'ÉCHASSIÈRES (voir annexe IX d).

1) *Autour du granite des Colettes* l'auréole stannifère est réduite. Vers le Nord, une fois la ligne de contact avec les micaschistes franchie, la teneur en Sn tend rapidement à la teneur régionale de ces roches si l'on excepte quelques points faiblement anomaux.

Au contraire vers l'Est et le Sud-Est la proximité du contact coïncide, dans les micaschistes, avec une forte zone anomaux qui s'allonge sur près de 4 kilomètres, plus ou moins parallèlement au contact depuis les maisons de la colonie Dunlop, au Sud-Ouest jusqu'au Nord de la Croix des Bois. A l'intérieur de cette zone limitée par la courbe d'isoteneur à 100 g/t. Les courbes à 200 et 300 g/t définissent plusieurs secteurs hautement anomaux dont le plus important, Etain I, est centré immédiatement au Nord des maisons Dunlop. La signification de cette anomalie sera discutée plus loin.

2) *Autour du granite de Beauvoir*, une auréole stannifère remarquable se développe vers le granite des Colettes et surtout vers les micaschistes :

Vers le granite des Colettes dans lequel la courbe d'isoteneur à 300 g/t d'étain s'enfonce en direction du carrefour de la Croix-Lambin, à plus de 500 mètres du contact.

Vers les *micaschistes* où les courbes d'isoteneur à 50 g/t et 100 g/t dessinent une zone anormale plus étendue encore que celle du lithium puisqu'elle atteint les limites du laccolite microgranitique de Pouzol-Servant, à 2 800 mètres au Sud du granite de Beauvoir.

A l'intérieur de cette zone où la teneur moyenne des *micaschistes* atteint 236 g/t d'étain, nous avons distingué 3 secteurs hautement anormaux, délimités par la courbe d'isoteneur à 300 g/t.

— « Etain II », centré sur l'affleurement du granite de Beauvoir, déborde largement vers le granite des Colettes mais aussi vers les *micaschistes* jusqu'aux Bois Menus, à 600 m au Sud-Sud-Ouest des limites d'affleurement du granite.

— « Etain III », plus limité, est situé immédiatement au Sud du Château de Beauvoir.

— « Etain IV » est essentiellement axé sur la brèche filonienne des Pierres Cassées mais englobe également les filons de porphyre quartzifère des Chaillats et de la Gourdonne. Le maximum d'intensité de cette remarquable anomalie est localisée au Nord du bois du Rouet, au passage de la route allant de la Bosse à Saint-Eloy.

L'étude des lames minces montre que, au moins pour une grande part, l'étain contenu dans les *micaschistes* est exprimé sous forme de cassitérite ; pour une autre part il est associé aux micas, et surtout aux micas les plus colorés (biotite, néo-biotite et peut-être phlogopite) comme le montrent les résultats d'analyse de micas triés de trois échantillons en provenance de la zone sud (voir tableau 28 bis).

TABLEAU 28 bis

Teneur en Sn des micas des micaschistes de la zone sud

	EH 6	EH 7	EG 7
micas blancs.....	45	53	152 g/t de Sn
micas brunâtres	168	500	450 g/t de Sn

2-3) LE TUNGSTÈNE.

La distribution du tungstène dans la région d'Echassières appelle les remarques suivantes :

— l'augmentation de la teneur en tungstène est faible lorsque l'on passe des *micaschistes* et des gneiss au *granite des Colettes* qui, avec un fond moyen de 42 g/t, apparaît donc comme *faiblement, mais nettement tungstifère*. Le tungstène y est localisé essentiellement dans les biotites du granite (310 g/t en moyenne), plus rarement dans les muscovites (1 échantillon titre 748 g/t).

— les filons du gisement de tungstène nord, directement issus de ce granite, ne déterminent que des anomalies extrêmement discrètes dans leur environnement. Ceci est très remarquable et satisfaisant pour l'esprit, compte tenu de la morphologie particulière de ce système filonien, concentré dans quelques fractures bien délimitées, et de la faible importance de l'anomalie-métal qu'il représente.

— le granite à albite-lépidolite de Beauvoir est irrégulièrement tungstifère. Si l'on considère la teneur moyenne des carottes du granite à albite-lépidolite des sondages ES 1,

ES 2, ES 4, et ES 5, elle est généralement comprise entre 50 et 130 g/t de tungstène (moyenne 117 g/t) mais, dans le sondage ES 3, le plus méridional, profond de 63 m, elle s'élève fortement et oscille entre 200 et 500 g/t. Dans ces échantillons on constate effectivement la présence de wolframite, proche du terme ferberite, à l'état de traces mais il est difficile de préciser s'il s'agit de wolframite primaire, directement liée à la phase de mise en place du granite à albite-lépidolite de Beauvoir ou de ferberite relique des filons du stockwerk préexistant, remaniée ou non, à cette occasion.

— la grande zone anormale située au Sud du massif est délimitée par la courbe d'isoteneur à 100 g/t de tungstène (voir annexe IX e) ; elle englobe deux secteurs hautement anormaux à plus de 400 g/t : « tungstène I » qui coïncide avec le stockwerk de l'Eperon-La Bosse et « tungstène II », plus étendu mais moins intense, qui est centré sur les Bois Menus, tous deux flanquant à l'Est-Sud-Est et au Sud-Ouest la coupole de Beauvoir.

Ce que l'on sait des filons à wolframite du stockwerk montre qu'ils sont antérieurs à la mise en place du granite des Colettes et du granite à albite-lépidolite de Beauvoir (voir chapitre II-1.4.1) ; la concentration principale en tungstène et probablement aussi sa dispersion dans les micaschistes de la zone sud appartiennent à une phase d'évolution ancienne du massif granitique. Toutefois leur localisation à proximité du granite à albite-lépidolite de Beauvoir laisse entendre que le même foyer magmatique est responsable, dans une première phase de l'apport en tungstène, et dans une seconde du granite à albite-lépidolite de Beauvoir dont le contenu en tungstène représenterait une reprise de l'ancien dépôt. Entre ces deux époques le granite des Colettes, faiblement tungstifère, donnait naissance aux filons à wolframite, tendance hübnerite, du gisement nord.

2-4) L'ARSENIC.

Si le massif granitique d'Echassières dans son ensemble est également le centre d'une large anomalie dans la distribution régionale de l'arsenic, ni le granite des Colettes, à teneur moyenne de 54 g/t d'As et dont toute la partie centrale est au contraire soulignée par un appauvrissement en arsenic, ni le granite à albite-lépidolite de Beauvoir, à teneur moyenne de 46 g/t d'As, n'en semblent directement responsables.

Au Nord du massif, une première zone anormale d'assez faible intensité (100-600 g/t), à cheval sur le contact granite-micaschistes, circonscrit plus ou moins fidèlement l'environnement du groupe des filons du Mazet, dont la paragenèse comprend du mispickel ; elle souligne particulièrement la faille et le filon Sainte-Barbe. Plus au Nord-Ouest, l'amorce d'une deuxième zone anormale se dessine, près du hameau de Montmiands où justement quelques grattages de la CMM avaient mis en évidence la présence, dans les micaschistes, de filonnets quartzeux accompagnés d'une minéralisation en wolframite.

Au Sud du massif, la courbe d'isoteneur à 400 g/t d'arsenic (voir annexe IX g) définit une zone d'anomalie remarquable qui s'étend sur près de 3 km² depuis le Château de Beauvoir jusqu'aux abords des Chaillats. La courbe à 1000 g/t ne réduit que faiblement le domaine de cette anomalie dont l'indépendance relative vis-à-vis du massif granitique est alors plus clairement mise en relief : l'anomalie de l'arsenic est décalée vers l'Ouest et le Sud de quelques centaines de mètres, comme si l'arsenic avait pris ses distances vis-à-vis du massif granitique ; cette disposition nous paraît très significative : l'arsenic n'est pas concentré dans le magma mais s'en échappe au contraire pour ne se fixer qu'à une assez grande distance de l'intrusion.

Il est délicat, dans ces conditions, de situer correctement la place de l'arsenic au cours de l'évolution du massif d'Echassières. Est-il en liaison avec la phase ancienne, responsable du tungstène du gisement sud, comme semblerait l'indiquer son détachement vis-à-vis du massif actuel ? ou bien avec la phase intermédiaire du granite des Colettes comme c'est certainement le cas pour les anomalies du Nord ? ou bien avec la phase tardive du granite à albite-lépidolite de Beauvoir comme tendrait à le faire croire la petite concentration arsenicale qui

souligne la zone de contact granite à albite-lépidolite-micaschistes (voir coupes de sondages) et l'association du mispickel et de la löllingite avec les minéraux stannifères de la zone des Chaillats ? il est probable que, à chacun de ces trois moments, l'arsenic a joué un rôle que sa mobilité et sa trop grande habilité à s'éloigner du granite rendent difficile à partager.

2-5) LE BÉRYLLIUM.

2-5-1) DISTRIBUTION RÉGIONALE.

a) La teneur moyenne en béryllium des gneiss et micaschistes, loin du massif granitique, est de 7 g/t, soit nettement supérieure aux teneurs moyennes constatées dans les terrains de ce type par les différents auteurs (SAHAMA 1945, CHAURIS 1965) et qui sont comprises entre 1 et 5 g/t. On sait (RANKAMA et SAHAMA 1950) l'analogie des cycles du béryllium et de l'aluminium au cours de la sédimentation, qui s'explique par la similitude des propriétés et des solubilités des hydroxydes de ces deux métaux ; par ailleurs, il est admis par ces mêmes auteurs que le métamorphisme régional ne modifie guère le contenu en béryllium ; on peut donc imaginer, que, à l'origine, la série sédimentaire dont sont issus les schistes cristallins de la vallée de la Sioule présentait un caractère assez alumineux.

b) Avant d'aborder le cas des unités granitiques de la région d'Echassières, il est utile de rappeler divers résultats récents sur la distribution du béryllium dans les granites (tableau 29). Les uns concernant 375 déterminations de béryllium dans des granites en provenance d'URSS (BEUS 1961), les autres plus de 200 déterminations dans des granites en provenance du massif armoricain (CHAURIS 1965). La teneur moyenne en béryllium de ces granites varie depuis 4 g/t (granites à biotite seule) jusqu'à 10 g/t (granites à deux micas ou muscovite seule).

TABLEAU 29

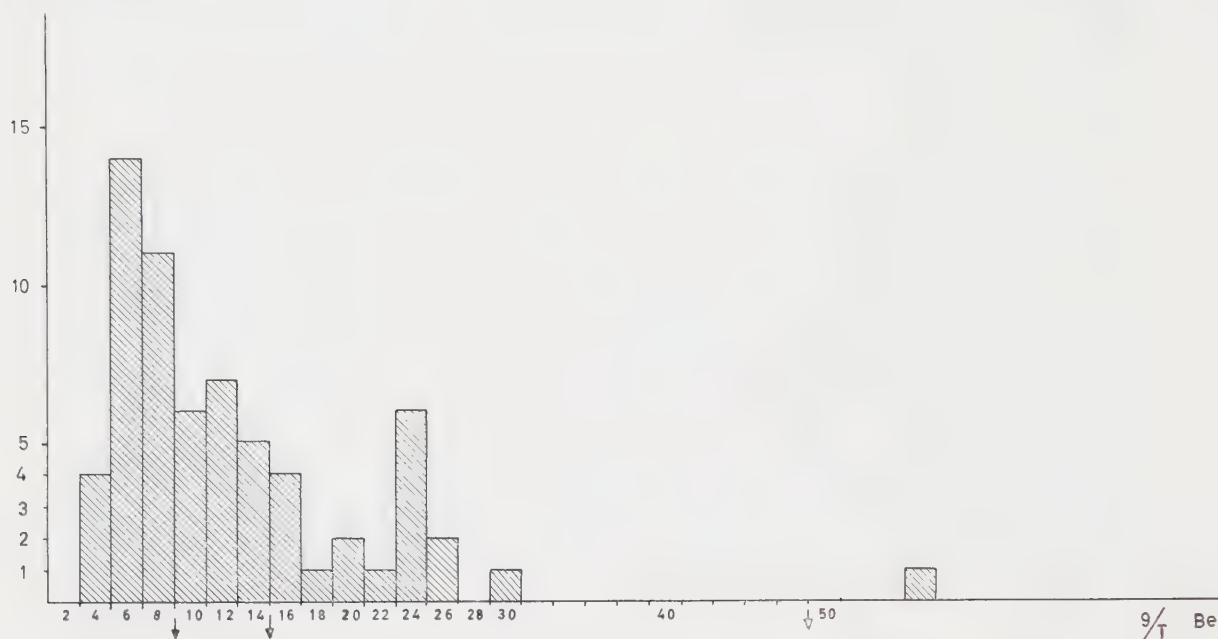
*Teneurs en béryllium de schistes et granites d'après divers auteurs
et des roches du district d'Echassières*

	Schistes		Roches granitiques			
BEUS (1961)	2 à 4 g/t		5 à 10 g/t			
FLEISCHER (1962)			3,5 g/t (G1)			
CHAURIS (1965)						
Echassières	Micaschistes	gneiss	micro- granite porphyre	micro- granite Pouzol	granite Colettes	granite Beauvoir
	7 g/t	4 g/t		7 g/t	15 g/t	219 g/t

— *microgranite de Pouzol-Servant*. Le nombre d'échantillons étudiés est restreint (7) ; la teneur moyenne de 7 g/t s'inscrit raisonnablement au milieu des teneurs moyennes des roches granitiques.

— *granite des Colettes*. Avec une teneur moyenne en béryllium de 15 g/t (81 échantillons) le granite des Colettes présente un caractère nettement béryllifère. L'histogramme de fréquence

Nombre
d'échantillons.



Tabl:30 . Distribution du beryllium dans le granite des Colettes.

(voir tableau 30) fait apparaître une distribution multimodale avec des cimes à 6 g/t, 12 g/t et 24 g/t. Avec une teneur moyenne de 14 g/t les biotites apparaissent nettement plus riches en béryllium que les muscovites (9 g/t) et que les feldspaths (4 g/t).

— *granite de Beauvoir*. Les trois échantillons de surface, avec une teneur moyenne de 21 g/t (J 10, K 8 et K 9), ne sont pas représentatifs de la teneur en béryllium du granite de Beauvoir car ils sont kaolinisés ; le granite sain contient en réalité de très fortes teneurs en béryllium qui peuvent atteindre plus de 1000 g/t ; la teneur moyenne de 39 échantillons, en provenance de sondages pour la plupart, est de 219 g/t de béryllium.

2-5-2) DISTRIBUTION DU BÉRYLLIUM DANS LE STOCK DE BEAUVOIR.

En raison du haut intérêt économique que présentent les concentrations en béryllium du granite de Beauvoir, du fait de leur teneur élevée en béryllium mais aussi de la forme minéralogique favorable sous laquelle il se présente, elles sont actuellement l'objet d'études particulières de L. BURNOL, spécialiste des problèmes du béryllium au B.R.G.M., qui avait d'ailleurs largement contribué à la découverte de ces minéralisations à Echassières (L. BURNOL 1965, G. AUBERT et L. BURNOL 1963) ; il nous est donc difficile d'anticiper sur les résultats définitifs de ses travaux. Ses premières interprétations qui ont été faites à partir des coupes des sondages ES 1, ES 2 et ES 3, et que les coupes des sondages ES 4 et ES 5 semblent bien confirmer, sont les suivantes :

« L'« albitite » présente au sommet de la coupole une zone très greisénisée de 2 à 3 m d'épaisseur présentant une teneur en Be proche de 180 g/t. Juste au-dessous de cette zone existe dans le sondage ES 1 et dans le sondage ES 2 une zone beaucoup plus riche d'une quinzaine de mètres d'épaisseur (1034 g/t de Be pour le sondage ES 1, 362 g/t pour le sondage ES 2). Il est intéressant de remarquer que, si la teneur baisse avec l'approfondissement dans

le sondage ES 1, par contre dans le sondage ES 2, en-dessous de la zone kaolinisée, la teneur est encore de 240 g/t de Be ».

Le principal minéral porteur de béryllium dans le stock de Beauvoir est la herdélite ; accessoirement il existe un peu de beryl ; enfin, il n'est pas exclu que le béryllium s'exprime sous d'autres formes minérales, en particulier des phosphates, mais qui n'ont pu encore être isolés et déterminés.

Quant aux hautes teneurs en béryllium que l'on constate dans les lépidolites et les feldspaths (>100 g/t de Be) elles sont probablement dues à des inclusions de herdélite dans les concentrés.

L'épisode majeur béryllifère, responsable de la herdélite, appartient à la phase « pneumatolytique ». Le dépôt du beryl, limité au domaine des greisens de bordure précède celui de la herdélite dont la propension à une distribution d'apparence presque secondaire dans les miaroles ou les fissures du granite à albite-lépidolite et aussi de greisens micacés, souligne le caractère tardif.

La place de cet épisode béryllifère par rapport à la *greisénisation* micacée est difficile à situer. Si certains greisens, spécialement les greisens micacés à grain fin, apparaissent souvent enrichis en béryllium, les greisens quartzo-micacés, localisés, aux épontes des filons de quartz plus tardif sont tantôt appauvris, tantôt enrichis.

La phase de kaolinisation entraîne une destruction plus ou moins complète des phosphates contenus dans le granite à albite-lépidolite, en particulier de la herdélite ; les zones kaolinisées correspondent donc à des zones appauvries en béryllium, mais alors qu'une partie du phosphore se retrouvera dans les phosphates secondaires de la zone d'altération, on ne trouve plus la trace du béryllium ainsi libéré.

2-5-3) AURÉOLE DE DISPERSION AUTOUR DU MASSIF D'ECHASSIÈRES (voir annexe IX f).

La courbe d'isoteneur à 8 g/t de béryllium enveloppe d'une manière remarquable vers le Nord, l'Est et le Sud, le massif d'Echassières et son environnement de micaschistes ; l'auréole ainsi définie s'écarte jusqu'à une distance qui varie entre un et deux kilomètres à partir du contact.

A l'intérieur de cette zone qui comprend d'ailleurs, au sein même du granite des Colettes de larges secteurs à teneur inférieure à 8 g/t, les zones anomaliées de plus forte intensité délimitées par la courbe d'isoteneur à 15 g/t se répartissent apparemment d'une manière quelconque. La plus étendue d'entre elles englobe bien la région de Beauvoir mais elle n'est guère plus remarquable que celles situées au Nord et au Nord-Est du batholite des Colettes ou même à l'extérieur du massif, dans les micaschistes du secteur de Montmiands.

On peut dire que s'il existe, à l'échelon régional, une auréole de dispersion de béryllium autour du massif d'Echassières, il n'existe pas autour du remarquable stock béryllifère de Beauvoir d'auréole caractéristique particulière ; l'influence du béryllium semble limitée à l'enveloppe immédiate de micaschistes dans laquelle on note parfois la présence de beryl dans quelques fissures et une faible augmentation relative de la teneur en béryllium.

2-6) LE PHOSPHORE.

2-6-1) DISTRIBUTION RÉGIONALE.

Le phosphore est de tous les éléments recherchés au cours de cette étude celui dont la distribution régionale est la moins marquée par la présence du massif d'Echassières. Certes les quelques anomalies mises en évidence par le tracé de la courbe d'isoteneur à 300 g/t de phosphore, alors que la teneur moyenne des micaschistes et gneiss est comprise entre 195 et 203 g/t, sont bien centrées sur les unités granitiques, mais, d'une part, elles sont d'une intensité relative modeste, et, d'autre part elles intéressent indifféremment le laccolite microgra-

nitique de Pouzol, le granite des Colettes et le granite à albite-lépidolite de Beauvoir. Cette impression d'inactivité du phosphore dans la géochimie d'Echassières est fausse ; en réalité, *au cours de la kaolinisation et de l'altération superficielle, la plus grande partie du phosphore est lessivée.*

— dans le batholite des Colettes, les effets de la kaolinisation et plus généralement de l'altération de surface sur la teneur en phosphore sont faibles et, les teneurs moyennes correspondantes sont dans un rapport maximum de 1 à 2.

— par contre dans le stock de Beauvoir les trois prélèvements de surface, tous kaolinisés (J 10, K 8 et K 9), et les échantillons kaolinisés en provenance des sondages accusent une teneur moyenne en phosphore inférieure à 500 g/t tandis que celle des 16 échantillons analysés de granite à albite-lépidolite sain atteint 3 200 g/t ; elles sont donc dans un rapport de 1 à 6. Le problème de l'influence de l'altération en général sur la teneur en éléments rares sera évoqué dans un prochain paragraphe de ce chapitre.

2-6-2) DISTRIBUTION DANS LE STOCK DE BEAUVOIR.

Les minéraux porteurs de phosphore sont très nombreux dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir ; ils apparaissent à plusieurs moments de son évolution, modifiant constamment la distribution de cet élément.

a) *l'apatite de cristallisation précoce* liée aux toutes premières phases de cristallisation du granite à albite-lépidolite est normalement représentée.

b) *l'épisode phosphoré majeur* s'étale durant les phases tardives ou posthumes de mise en place du granite à albite-lépidolite et, d'une manière plus générale, durant la *phase « pneumatolytique »* ; s'y manifestent successivement :

— *les apatites* souvent colorées en vert ou rouge. On en rencontre à la fois dans les greisens de bordure où elles forment des concentrations locales (micro-coupe de l'Eperon) et dans le granite à albite-lépidolite lui-même dont elles constituent un minéral accessoire fréquent. Il est probable que les chapelets d'apatite qui se développent parfois sur les albites appartiennent à cette génération. Quant aux apatites zonées, proches de la variété « *dahllite* », leur localisation préférentielle dans les géodes évoque une formation plus tardive encore.

— *la vivianite.*

— *la montebrasite* blanche. Elle s'associe à l'apatite des greisens mais lui est nettement postérieure car elle la recoupe fréquemment. On la retrouve comme minéral accessoire du granite à albite-lépidolite où ses plages apparaissent tardivement en remplissage de miaroles, ou accompagnent le quartz de certains filonnets. Son altération en phosphates variés, non déterminés, fréquemment associés à l'apatite « *dahllite* », est postérieure.

— *la herdérite* ; sa place exacte au cours de l'évolution du massif est moins nette. Généralement son comportement s'apparente à celui de la montebrasite, dans les greisens et dans le granite à albite-lépidolite où elle remplace les minéraux préexistants ; son caractère tardif est souligné par sa tendance à former des filets irréguliers, ramifiés à travers le granite à albite-lépidolite ou les greisens, en association ou non avec le quartz.

c) le dépôt de la *gorcéixite*, de la *hinsdalite*, de la *pyromorphite* etc. dans les parties hautes et les affleurements de certaines fractures ou veines quartzeuses qui traversent le granite à albite-lépidolite est *d'origine secondaire*, en liaison avec l'altération supergène de la roche et sa kaolinisation qui, nous l'avons déjà noté, s'accompagne de la remise en mouvement et du lessivage d'une partie importante du phosphore. Ainsi s'achève le cycle du phosphore à Beauvoir.

2-6-3) AURÉOLE DE DISPERSION AUTOUR DU MASSIF D'ÉCHASSIÈRES (voir annexe IX a).

Il est difficile de parler d'auréole de dispersion à propos du phosphore pour lequel il n'existe pas, autour du massif granitique, de zones anormales comparables à celles que l'on observe pour l'étain, le lithium ou le fluor.

— la proximité des Colettes n'est soulignée que par une augmentation extrêmement légère de la teneur en phosphore des micaschistes, qui passe de 195 à 226 g/t.

— celle du stock de Beauvoir coïncide bien avec une zone anormale qui s'étend dans les micaschistes jusqu'à 4 ou 500 m du contact mais cette anomalie est de faible intensité (278 g/t de P dans les micaschistes de la zone sud).

Vers le Nord elle se prolonge irrégulièrement à l'intérieur du granite des Colettes, bien au-delà de la carrière des Chaumes Molles.

Une deuxième zone anormale, moins étendue, est localisée dans la partie N-E du batholite granitique, au Nord de Fontbelle.

Nous retiendrons cependant que ces deux zones anormales du phosphore recouvrent l'essentiel des anomalies de béryllium.

2-7) LE NIOBIUM ET LE TANTALE.

L'étude de la géochimie de ces éléments dans le massif d'Echassières et son environnement a été limitée au domaine de leurs manifestations minéralogiques visibles et de leur forte concentration c'est à-dire à celui du granite à albite-lépidolite de Beauvoir, bien que leur présence ait été décelée qualitativement dans les micaschistes de la couverture.

C'est le terme, riche en tantale (Ta % : 57 — Nb % : 10), de la série du *pyrochlore* — *microlite* qui est le mode d'expression principal du niobium et du tantale. Le microlite vert à vert-jaune miel semble avoir cristallisé au cours des premières phases de mise en place du granite de Beauvoir, et ni les phénomènes de greisénisation ni ceux de kaolinisation ne paraissent l'affecter ; une auréole d'altération appauvrie en calcium et enrichie en niobium et fer enveloppe souvent les grains de microlite. On peut noter que la microlite ne forme jamais de grains mixtes avec la cassitérite, et qu'elle ne s'associe pas aux lamelles de lépidolite.

La *niobotantalite* est rare ; généralement incluse dans la cassitérite, elle présente un rapport Nb/Ta variable (voir tableau) puisque d'un point à l'autre on passe d'un terme tantallifère (A 721) à un terme niobifère (A 760). Nous n'avons jamais observé de cas où la niobotantalite soit remplacée par de la microlite. Il est probable qu'il existe plusieurs générations de minéraux de ce groupe.

TABLEAU 31

*Le niobium et le tantale dans divers minéraux du granite de Beauvoir
(résultats d'analyse à la microsonde électronique)*

	Microlite		Inclusions de niobotantalites dans la cassitérite		Cassitérite		
	Zone centrale	Auréole d'altération	A 721	A 760	A 760	transparente normale A 760	A 721
Ta	57 %	35 %	30 %	1,5 à 10,5 %	0,1 %	0 %	0,65 %
Nb	10 %	27 %	9,6 %	42,5 %	2,4 %	0 %	2,6 %

Enfin la cassitérite, lorsqu'elle présente son faciès le moins transparent, renferme des quantités importantes de niobium (2,4 à 2,6 %) et moindres de tantale (0,1 à 0,65 %).

Cette diversité des rapports du niobium et du tantale dans les minéraux où ils s'expriment peut traduire des modifications particulières intervenues au cours de l'évolution du stock

de granite à albite-lépidolite. Il n'en reste pas moins que, à l'échelle du gisement, d'après les quelques résultats d'analyse que nous possédons, (voir coupe des sondages), le rapport tantale-niobium reste compris entre 0.5 et 1.

Quant à la valeur absolue de la teneur moyenne en niobium et tantale du granite de Beauvoir, on peut l'estimer, compte tenu des réserves faites précédemment au sujet des difficultés de dosage et dans l'attente de pouvoir la préciser à partir d'analyses plus nombreuses et par celles de concentrés, *comprise entre 100 et quelques centaines de grammes par tonne.*

2-8) LE BORE.

Généralement considéré comme l'un des éléments les plus caractéristiques des minéralisations "pneumatolytiques" le bore semble pourtant jouer un rôle assez secondaire à Echassières, de telle sorte que, assez rapidement, nous avons abandonné son dépistage systématique, préférant réserver nos moyens de recherche à des éléments plus symptomatiques.

La tourmaline n'a été rencontrée, et toujours comme minéral très accessoire, qu'en quatre points du district ; chacun d'entre eux est significatif d'un comportement distinct du bore :

a) entre la Croix-Lambin et Coutansouse, les très rares baguettes millimétriques noires de tourmaline que contiennent parfois les micaschistes, peuvent être attribuées aux effets du *métamorphisme régional*.

b) près de la faille Sainte-Barbe, les quelques tourmalines brunâtres qui accompagnent l'andalousite des micaschistes à proximité du granite appartiennent à *l'auréole de contact du batholite des Colettes*.

c) au toit de la coupole de l'Eperon, les micaschistes riches en biotite de *l'exocontact du granite de Beauvoir* renferment quelques tourmalines bicolores, brun à verdâtre, qui disparaissent lorsque l'on s'éloigne de quelques dizaines de mètres du contact. L'analyse des carottes de sondages en provenance de ce secteur montre la faible importance de cet apport boré puisque, la teneur de ces micaschistes n'atteint pas 60 g/t de B, sauf au contact immédiat, dans les sondages ES 2 et ES 4 où elle est respectivement de 124 et 170 g/t.

d) enfin, les micaschistes du secteur sud, près de la Gourdonne, contiennent quelques nids demi-centimétriques de tourmaline noire que l'on peut attribuer soit au métamorphisme régional soit à une manifestation lointaine du massif de Beauvoir ou du cortège filonien sud.

A l'intérieur du stock de Beauvoir, la teneur en bore reste généralement comprise entre 20 et 100 g/t et les faibles fluctuations qu'elle peut subir (voir coupe de sondages ES 1-ES 2 - ES 3 - ES 5 et partie du ES 4) ne paraissent pas très significatives.

On peut souligner cet aspect relativement négatif de la géochimie du bore dans le massif d'Echassières qui contraste avec ce que l'on a l'habitude de constater dans beaucoup d'autres gisements d'étain, de lithium et de béryllium.

2-9) LE MOLYBDÈNE — LE BISMUTH — LE GALLIUM — LE VANADIUM ETC.

A l'image de celle du bore, l'activité du *molybdène* à Echassières paraît réduite. Jamais la molybdénite n'a été trouvée, sauf par DONNOT, qui sur une carte inédite de la CMM, mentionne un indice à l'Est de la Gourdonne. De toutes façons, cette absence ou cette rareté de la molybdénite sont bien confirmées par les résultats de la recherche systématique du molybdène dans nos divers prélèvements, tant à l'intérieur du massif granitique que dans les micaschistes de leur environnement : avec une teneur moyenne comprise entre 1 et 2 g/t, les micaschistes, le granite des Colettes et le granite de Beauvoir n'apparaissent pas remarquables du point de vue de leur contenu en molybdène. On relève une seule petite anomalie, au contact du granite de Beauvoir et des micaschistes dans la coupe du sondage ES 4, où de part et d'autre du contact, la teneur en molybdène atteint respectivement 68 et 17 g/t.

Le *bismuth* n'a été recherché que qualitativement. Il est présent en traces dans la plupart des types de roches examinées aussi bien dans le granite de Beauvoir et le granite des Colettes que dans les micaschistes encaissants, avec, semble-t-il, une plus grande fréquence dans ces derniers, spécialement ceux en provenance du stockwerk wolframifère de la Bosse ; il accompagnerait donc essentiellement le tungstène quoiqu'il ne s'exprime jamais sous une forme minéralogique dans les filons du stockwerk. Le seul minéral bismuthifère rencontré l'a été dans un micaschiste situé au toit du granite des Colettes, dans la carrière des Colettes ; il s'agit d'une mouche de 1 à 2 mm de bismuth natif, auréolée d'oxydes brunâtres.

Le *gallium* n'a été recherché semi-systématiquement que dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir dont la teneur en cet élément est de 88 g/t (maximum 110 et minimum 67 g/t). Il n'y a pas d'enrichissement ou d'appauvrissement particulier ni dans les zones greisénisées ni dans les zones kaolinisées. La teneur des micaschistes du toit semble plus basse (3 échantillons dont les teneurs sont respectivement 90, 44 et 35 g/t de Ga). Les chiffres obtenus pour le granite à albite-lépidolite de Beauvoir, quoique un peu supérieurs, se rapprochent de ceux cités par GOLDSCHMIDT, HAUPTMANN et PETERS (1933) et SAHAMA (1945) pour des greisens et des granites. Ce sont les lépidolites dans lesquelles les teneurs en gallium sont les plus fortes (270 et 392 g/t).

Le *vanadium* a été détecté qualitativement dans les échantillons de micaschistes en provenance du stockwerk de la Bosse et de la région de Sainte-Barbe.

Le *germanium* n'a été décelé que dans deux échantillons provenant l'un et l'autre de la zone de contact entre le granite de Beauvoir et le granite des Colettes.

Les *Terres Rares* en dépit de la présence dans les concentrés de lavage du granite à albite-lépidolite de Beauvoir kaolinisé et dans les alluvions voisines, d'un peu de monazite et de xénotime (RAGUIN 1944), n'ont également pas été décelées dans les échantillons de roche en place.

Le *scandium* — Les cassitérites du granite à albite-lépidolite de Beauvoir ne sont pas scandifères. Au contraire les wolframites du stockwerk de la Bosse renferment une quantité de scandium variable depuis 50 jusqu'à 700 g/t.

L'*antimoine*. — Il était intéressant de tester le laccolite microgranitique de Pouzol-Servant dont on connaît le cortège de filons antimonieux ainsi que son environnement pour voir si l'on observait, à ses limites, des anomalies de la distribution de l'antimoine comparables à celles que nous venons de mettre en évidence pour l'étain, le lithium, le béryllium etc. à l'intérieur et autour du massif d'Echassières.

A cet effet une trentaine de nos prélèvements choisis dans la région sud ont été analysés pour antimoine. Les résultats sont significatifs :

— la teneur moyenne du microgranite de Pouzol-Servant, 15 g/t, correspond bien à une accumulation anormale, quoique faible, d'antimoine dans cette roche.

— les micaschistes au voisinage du laccolite microgranitique sont enrichis en antimoine. Leur teneur moyenne, comprise entre 10 et 20 g/t de Sb, est nettement supérieure à celle des micaschistes prélevés loin de l'influence du microgranite et qui est inférieure ou égale à 4 g/t. L'auréole ainsi définie ne s'éloigne pas de plus d'un kilomètre des limites du laccolite.

— la seule teneur élevée du district (D 13 -340 g/t de Sb) est celle d'un échantillon de micaschistes prélevé à quelques dizaines de mètres du filon de quartz à antimoine de Nades.

— le massif d'Echassières ne contient pas d'antimoine. La teneur du granite des Colettes est de 2 g/t de Sb, celle du granite à albite-lépidolite de Beauvoir est comprise entre 4 et 5 g/t.

En résumé l'antimoine n'est pas un élément caractéristique du massif granitique d'Echassières mais du laccolite microgranitique de Pouzol-Servant.

Le *cuivre* n'a pas été recherché systématiquement dans l'ensemble des échantillons mais seulement dans une vingtaine d'entre eux choisis pour représenter les principales catégories de roches du secteur.

— dans les micaschistes normaux (6 échantillons) la teneur moyenne en cuivre est de 40 g/t (max. 72 g/t — min. 28 g/t).

— dans le granite des Colettes (3 échantillons) la teneur moyenne en cuivre est de 14 g/t (max. 16 g/t — min. 12 g/t).

— dans le granite à albite-lépidolite de Beauvoir (4 échantillons) la teneur moyenne en cuivre est de 60 g/t (max. 104 g/t — min. 36 g/t), traduisant une légère concentration du cuivre au cours de la phase correspondante de l'évolution du massif.

— enfin dans les micaschistes de la zone sud (7 échantillons), il y a un enrichissement net en cuivre, spécialement au Sud de la route qui va à Saint-Eloy, dans le secteur des Chaillats où les 4 échantillons prélevés G 7, F 7, E 7 et D 7 titrent respectivement 1000, 224, 240 et 216 g/t de cuivre, contre une moyenne de 63 g/t pour les trois échantillons prélevés au Nord de cette route.

Cette anomalie est en accord avec la proximité des minéralisations des Chaillats qui renferment une certaine proportion de stannite et un peu de chalcopryrite.

2-10) LE FLUOR.

C'est essentiellement en pensant au fluor, au rôle qui lui a été attribué dans le transport de l'étain et la fusibilité des magmas, et à sa grande mobilité, que la campagne de géochimie avait été engagée. Les résultats dépassent toutes nos espérances ; ils mettent en évidence une énorme anomalie fluorée qui déborde en ampleur et en intensité les anomalies de tous les autres éléments.

2-10-1) DISTRIBUTION RÉGIONALE.

Loin de l'influence du massif d'Echassières la teneur moyenne en fluor des micaschistes et des gneiss de la série cristallophyllienne, est comprise entre 487 et 922 g/t. Celle du micro-granite de Pouzol est du même ordre de grandeur.

Le *granite des Colettes*, avec une teneur moyenne de 3 100 g/t de fluor présente déjà un caractère fluoré remarquable. A l'intérieur du batholite, les fluctuations de teneur semblent relativement indépendantes du faciès présenté par le granite ; elles sont en partie fonction de la proximité de la bordure du massif le long de laquelle l'on constate un enrichissement relatif ; c'est le cas au Sud, près du granite à albite-lépidolite de Beauvoir mais également vers le Nord, de part et d'autre du décrochement faillé Sainte-Barbe-Montmins et tout au long de la lisière orientale où les teneurs en fluor du granite s'élèvent jusqu'à 5 000 g/t, autour du hameau de Fontbelle. Dans ces zones riches le fluor est en partie exprimé sous forme de topaze ; ailleurs ce sont essentiellement les micas blancs (7 500 à 16 000 g/t de F) ou noirs (4 000 à 13 200 g/t de F) et, à un moindre degré les feldspaths (3 200 à 7 000 g/t) qui sont les minéraux porteurs du fluor dans le granite.

2-10-2) DISTRIBUTION DANS LE STOCK DE BEAUVOIR.

Dans le *granite à albite-lépidolite de Beauvoir*, la teneur en fluor est encore nettement plus élevée : généralement elle oscille entre 5 000 et 15 000 g/t de fluor (moyenne 11 600 g/t), exprimés sous forme de topaze, surtout de micas lithinifères fluorés, et pour une part faible et occasionnelle, de fluorine. L'essentiel du fluor a été mobilisé au cours des premières phases de cristallisation du granite à albite, au moment de la formation de la lépidolite.

— la *greisenisation* de bordure concentre le fluor au toit de la coupole de Beauvoir, à la fois dans les greisens à quartz-lépidolite-topaze ou à quartz-topaze et dans les micaschistes encaissants, parfois totalement topazifiés. Dans ces roches, les teneurs en fluor dépassent fréquemment 20 000 g/t.

— la *quartzification* et la *phase phosphatée* semblent peu modifier le contenu en fluor de la roche. L'hydroxyl-herdérite et la montebrasite sont les termes riches en (OH) de leur série minéralogique respective et mobilisent peu de fluor.

— les *greisens quartzo-micacés* correspondent généralement à des zones appauvries en fluor.

— la *fluoritisaiton* qui atteint les albites à proximité de quelques veines tardives quartzo-fluorées est un phénomène si localisé qu'elle n'a que des effets très limités.

— la *kaolinisation* qui n'affecte pas la lépidolite mais seulement, et dans une faible mesure, la topaze, ne modifie donc guère le contenu en fluor du granite à albite-lépidolite.

2-10-3) AURÉOLES DE DISPERSION AUTOUR DU MASSIF D'ÉCHASSIÈRES (voir annexe IXb).

La courbe d'isoteneur à 1 000 g/t de fluor qui détermine le premier palier anormalique au milieu de la série cristallophyllienne enveloppe largement l'ensemble du massif d'Echassières. Elle dessine une zone qui s'allonge sur plus de 9 kilomètres, selon un axe de direction N 20 E qui traverse le massif en passant précisément par le décrochement faillé Sainte-Barbe-Montmins au Nord et le stock de Beauvoir au Sud, en soulignant encore la direction structurale principale du massif.

1) *Autour du granite des Colettes*. La courbe d'isoteneur à 2 400 g/t ne s'écarte guère des limites du batholite granitique sinon pour prolonger les anomalies de bordure que nous avons déjà signalées, dans la région du Mazet et de Sainte-Barbe, à la corne NE du massif, et tout au long de sa bordure orientale. L'impression générale n'est pas celle d'une auréole de dispersion autour du granite mais bien celle d'une concentration le long du contact, concentration qui a peut-être été facilitée par les décrochements qui jalonnent la bordure nord et la région de Fontbelle. Le prolongement vers le Sud-Sud-Ouest à l'écart du granite, de l'anomalie de Fontbelle coïncide d'ailleurs avec l'existence d'une fracturation dans les micaschistes marquée par quelques filons de quartz ; plus à l'Est une autre remontée de la teneur en fluor dans les micaschistes est à retenir.

On notera enfin une amorce d'anomalie fluorée au Nord-Nord-Ouest du massif, autour du hameau de Montmiands, qui coïncide avec l'anomalie arsenicale et les indices filoniens à wolframite déjà signalés.

2) *Autour du granite de Beauvoir*, l'auréole de dispersion apparente, définie par la courbe d'isoteneur à 4 000 g/t de fluor recouvre légèrement le domaine granitique des Colettes et très largement les micaschistes du secteur sud, dont la teneur moyenne atteint 6 140 g/t.

— *vers le granite des Colettes*, l'augmentation de la teneur de fond sur une centaine de mètres à partir du contact ne se limite pas seulement à hauteur du granite de Beauvoir ; l'anomalie s'étale le long de la bordure en direction de l'Est et de l'Ouest, autour du batholite granitique.

Les logs de la coupe du sondage ES 5 ne mettent pas en relief de différence de comportement du fluor, dans le granite des Colettes et dans la roche feldspathique de contact ; les fluctuations paraissent surtout fonction du pourcentage de micas contenu.

— *vers les micaschistes de la zone sud*, la large anomalie à 4 000 g/t de fluor s'interrompt assez brutalement un peu au Nord des Chaillats tandis que la courbe d'isoteneur à 9 000 g/t enveloppe un double secteur hautement anormalique dont la partie nord, « Fluor I », est centrée sur l'affleurement de Beauvoir et la partie sud, « Fluor II », sur celui de la brèche des Pierres Cassées.

A proximité immédiate du massif de Beauvoir, le comportement du fluor n'est pas uniforme ; parfois, il y a des enrichissements spectaculaires en relation avec la greisénisation de bordure, plus souvent les teneurs oscillent entre 6 et 10 000 g/t (voir coupes des sondages ES 1, ES 2 et ES 4).

Nous avons été surpris de voir que le secteur des Chaillats n'était pas compris dans les limites de la grande anomalie fluorée alors que la topaze et la fluorine y sont connues. En fait des prélèvements d'échantillons moyens du porphyre des Chaillats, et des déblais minéralisés et non-minéralisés, de micaschistes en provenance du grand travers-banc montrent bien la présence de fluor à des teneurs élevées (voir tableau 32).

TABLEAU 32

Teneur en fluor d'échantillons moyens du secteur des Chaillats

	F g/t
JPB 82 : Porphyre quartzifère	6.500
JPB 42 : Déblais de micaschistes minéralisés	22.500
JPB 43 : Déblais de micaschistes stériles	9.600

Nous nous expliquons mal comment les échantillons D 7 (2 350 g/t) et D 9 (1 100 g/t) ne sont pas plus indicateurs : ceci démontre les défaillances possibles de l'échantillonnage pratiqué.

2-10-4) MODES D'EXPRESSION DU FLUOR (dans les micaschistes).

La *fluorine* est pratiquement absente (sauf aux Chaillats) des micaschistes de la zone sud : la *topaze* est fréquente en filonets discordants ou en lits interstratifiés mais en quantité insuffisante pour justifier, dans la plupart des cas, les hautes teneurs en fluor des micaschistes. L'essentiel du fluor semble associé aux micas et plus spécialement aux micas juvéniles, néo-biotite ou néo-muscovite, qui caractérisent, en lame mince, presque tous les échantillons de micaschistes examinés. Pour préciser cette répartition on a éliminé le quartz et la topaze éventuellement présente de trois échantillons de micaschistes avant de préparer deux lots de micas, l'un plus sombre, l'autre plus clair. Les résultats de leur analyse confirment la concentration du fluor dans ces minéraux (7 000 à 9 600 g/t dans les micas blancs, 5 200 à 21 000 g/t dans les micas sombres).

2-10-5) PLACE DU FLUOR DANS L'ÉVOLUTION DU MASSIF.

Le fluor est l'élément le plus caractéristique du massif granitique d'Echassières. Il est présent à toutes les phases de son évolution :

— au cours de la *phase précoce*, il accompagne la wolframite et les gangues quartzo-feldspathiques ou quartzo-micacées des filons du stockwerk de la Bosse.

— pendant la *phase intermédiaire* au cours de laquelle il participe à la formation du granite des Colettes.

— durant la *phase terminale* de mise en place du granite de Beauvoir, où il atteint son plus haut degré de concentration et à partir duquel il diffuse largement dans les micaschistes encaissants. C'est probablement au cours de cette même phase que prennent naissance d'autres anomalies fluorées le long du contact du batholite granitique des Colettes.

— enfin la *phase hydrothermale tardive* comporte également un épisode fluoré.

Assez paradoxalement seule la phase de greisénisation interne du stock de Beauvoir semble avoir été épargnée par la domination générale du fluor.

2-10-6) RÔLE DU FLUOR ET DES AUTRES ÉLÉMENTS VOLATILS DANS LA MISE EN PLACE DES MAGMAS GRANITIQUES.

Le contenu actuel en fluor et en lithium du granite de Beauvoir, de même que celui du granite des Colettes, qui nous apparaissent pourtant remarquables, ne nous donnent probablement qu'une idée très sous-estimée de ce qu'il était au moment de la mise en place du massif. En effet si l'on ramène au stock de Beauvoir, tout ou même une partie seulement du fluor et du lithium aujourd'hui dispersés dans les micaschistes environnants on peut, sans exagérer, imaginer qu'au moment de l'intrusion et avant l'évasion du matériel le plus volatil au cours du refroidissement, le magma de Beauvoir devait renfermer au moins 4 à 5 % de F, 1 à 2 % de Li_2O , 1 à 2 % de P_2O_5 et une importante quantité de H_2O , qui se traduit par l'abondance des minéraux riches en oxhydriles (OH) de la paragenèse minérale.

Les expériences récentes de WYLLIE et TUTTLE (1964) qui font suite à celles de GORANSON (1931), WYART et SABATIER (1957), TUTTLE et BOWEN (1958), viennent de concrétiser l'importance du rôle de l'eau et des éléments volatils pour contribuer à diminuer la température de fusion des granites ou de l'albite : « en présence de solutions aqueuses contenant seulement 5 % en poids d'un deuxième élément volatil les températures de début de fusion du granite et de l'albite sont considérablement abaissées, de 20° en présence de P_2O_5 , de 60° en présence de HF et de 90° en présence de Li_2O pour le granite, de 150° en présence de P_2O_5 et de 200° en présence de HF pour l'albite ». Ces expériences ont été réalisées à une pression constante de 2 750 bars.

Il n'est pas déraisonnable de penser que des conditions physiques et chimiques analogues aient pu régner au moment de la mise en place des différentes unités du massif d'Echassières et plus particulièrement du granite de Beauvoir. On comprend alors pourquoi la norme reconstituée du granite des Colettes est si proche de « la composition de l'eutectique ternaire placé au minimum thermique pour des pressions d'eaux supérieures » (LAMEYRE et ROQUES 1964). Ceci explique aussi la mobilité probable des granites à albite type Beauvoir ou Montebbras, surchargés en éléments volatils dont la teneur, comme l'a montré WINKLER (1962) est directement responsable de la hauteur atteinte par le pluton.

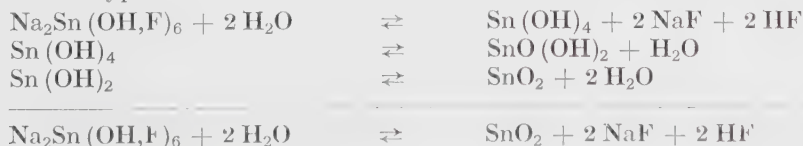
2-10-7) RÔLE DU FLUOR DANS LE TRANSPORT ET LA CONCENTRATION DES AUTRES MÉTAUX.

DAUBRÉE le premier (1845) avait attiré l'attention sur le rôle de « minéralisateur » du fluor dans la concentration de l'étain. En se basant sur la stabilité de la combinaison gazeuse fluor-étain à haute température, et sur des réactions expérimentales au cours desquelles il avait obtenu de la cassitérite à partir d'un chlorure d'étain en présence de vapeur d'eau, il proposait la réaction suivante pour expliquer le transport et le dépôt de l'étain :



On peut imaginer des réactions analogues pour le tungstène, le béryllium et le lithium.

Ces réactions rendent compte d'une manière assez satisfaisante du chimisme à tendance acide et oxydante qui caractérise la phase « pneumatolytique ». Elles s'accordent moins bien du milieu alcalin qui devait être celui des premières phases de mise en place du granite à albite-lépidolite de Beauvoir. F. LEUTWEIN (1965) à la suite de F.G. SMITH (1947) et W.A. BARSUKOV (1958), souligne l'instabilité des halogénures en présence d'eau dans les conditions physico-chimiques de la phase alcaline et la possibilité du transport de métaux tels que Sn, Mo, W et Be etc., sous forme de stannates, molybdates, tungstates ou glucinates., à partir de réactions de ce type :



Des réactions voisines ont été proposées (GANÉEV 1963) pour le béryllium, le zirconium, le thorium etc.

Ces réactions sont à rapprocher des résultats obtenus par BONNICI, DOUCET, GONI et PICOT (1964) dans leur étude de la dégradation de la cassitérite : le liquide résultant de l'attaque de la cassitérite par une solution à 50 % de soude renferme « l'étain sous forme de stannates solubles qui donnent, après hydrolyse, des flocons volumineux d'acide stannique ».

Pour GOVOROV et STUNZHAS (1953) le transport du béryllium s'effectue plus vraisemblablement sous forme de carbonato-glucينات de préférence à des fluo-glucينات qui « nécessitent une concentration relativement grande de sels de fluor ».

BEUS (1961) lie la faculté de migration du lithium à la possibilité pour lui de rentrer dans des complexes silico-fluorés, alumino-fluorés ou berylo-fluorés.

Enfin GONI (1966), constatant à la suite d'une série de recherches expérimentales très poussées la grande mobilité du fluor et sa localisation préférentielle dans les microfissures, en conclut qu'il est permis de « penser que les métaux se trouvent, en partie, combinés ou associés au fluor, dans les discontinuités de la roche ou des minéraux ».

La plupart des auteurs sont donc en accord, sinon sur la nature des complexes dans lesquels il peut entrer, du moins sur le rôle que l'on peut attribuer au fluor dans le transport de l'étain, du lithium, du tungstène ou du béryllium sous des conditions d'alcalinité ou de pneumatolyse.

L'analyse de nos résultats confirme cette manière de voir. L'énorme anomalie fluorée qu'ils ont mise en évidence, tant à l'intérieur du massif que dans son environnement, recouvre, dans son ensemble, les anomalies de tous les autres éléments. Par ailleurs nous verrons qu'il existe entre la distribution des teneurs en fluor et celles de la plupart d'entre eux des coefficients de corrélation positifs.

La liaison du fluor avec l'étain et le lithium s'exprime d'une façon plus concrète encore dans le dépôt simultané de la lépidolite et de la cassitérite au cours des premières phases de mise en place du granite à albite-lépidolite ; nous avons déjà signalé cette association, constante à Echassières, de la cassitérite et de la lépidolite, la première s'installant préférentiellement dans les clivages de la seconde (1) et subissant les mêmes déformations précoces qu'elle (voir planche XXXIX).

3. — INFLUENCE DE L'ALTÉRATION SUR LA TENEUR EN ÉLÉMENTS RARES DES ÉCHANTILLONS DE ROCHES

Etant donné le mode de prélèvement de nos échantillons nous avons recueilli tantôt de la roche saine tantôt de la roche altérée ou kaolinisée. Quelle influence cette altération a-t-elle sur la teneur des éléments étudiés ? Pour nous en rendre compte nous avons calculé les moyennes arithmétiques des teneurs des échantillons altérés et non altérés à l'intérieur de trois sous-groupes assez homogènes : le granite de Beauvoir, le granite des Colettes faciès rose et les micaschistes au Sud de Beauvoir.

(1) SANDBERGER (1878) a signalé la présence, à l'état microscopique, mais sans en préciser l'état, de l'étain dans certains micas lithinifères, lépidolites de Paris (Maine) et d'Uto (Suède). Pour FUCHS et DE LAUNAY (1893), il s'agirait d'une substitution de la silice par l'acide stannique.

TABLEAU 33

Echassières. — Influence de l'altération sur la teneur en éléments rares (en grammes par tonne)

		Effectif	P	F	Li ₂ O	Sn	W	Be	B	As
Granite de Beauvoir	altéré	10	570	12400	13000	1850	193	98	62	33
	non alt.	30	2550	11300	8700	1100	92	255	32	50
Granite des Colettes	altéré	28	258	3360	1030	140	50	7		74
	non alt.	4	710	2580	903	96	37	10		144
Micaschistes au Sud de Beauvoir	altéré	14	224	4160	724	198	151	12		413
	non alt.	51	293	6690	1180	247	421	11		639

Dans le tableau 33 nous n'avons souligné que les variations entraînant une modification de plus du double de la teneur des éléments, considérant qu'en deça, compte tenu du relatif petit nombre des cas examinés, le hasard de la distribution primaire peut être responsable de tels écarts.

On voit que à l'exception du phosphore et du béryllium, dont les teneurs diminuent considérablement, surtout dans le granite de Beauvoir, lorsque l'on passe d'une roche saine à la roche altérée, et, à un moindre degré, de l'arsenic dans le granite des Colettes et du tungstène dans les micaschistes et le granite de Beauvoir, l'état d'altération ne modifie pas sensiblement le comportement des éléments recherchés.

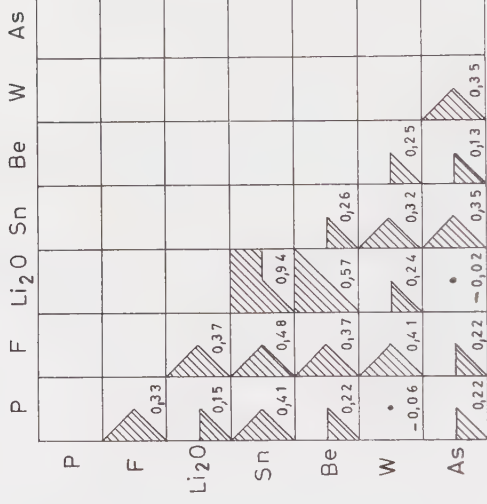
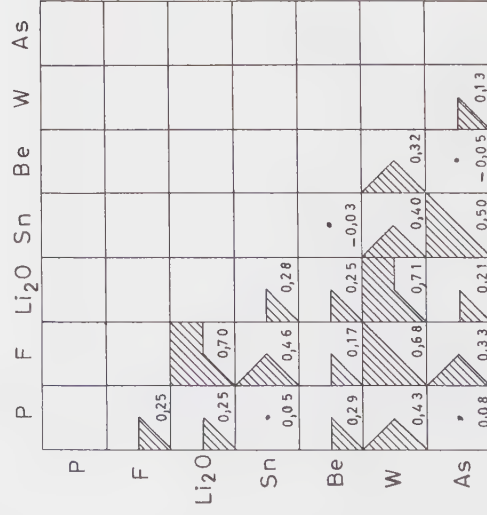
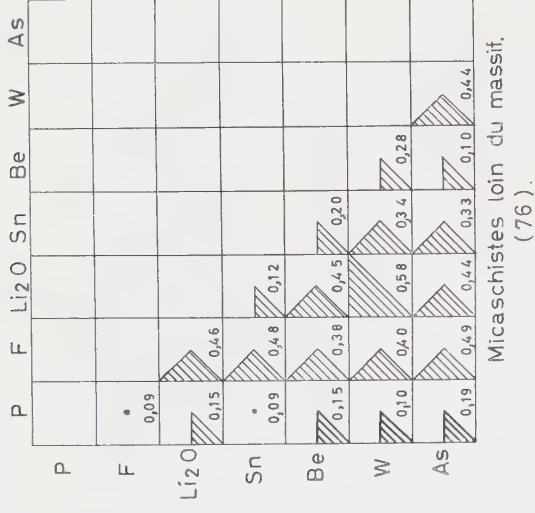
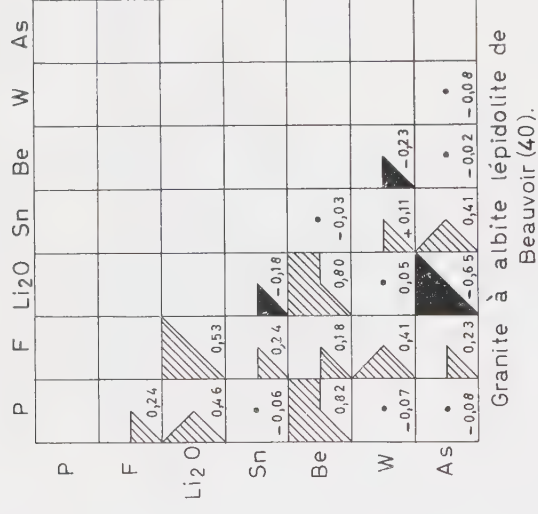
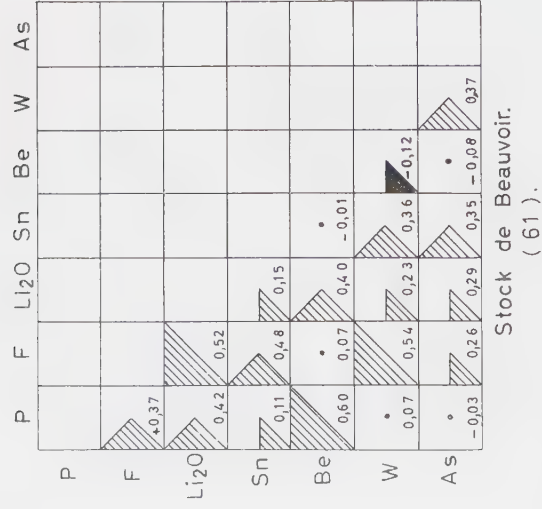
4. — CORRÉLATION ENTRE LES TENEURS DES DIVERS ÉLÉMENTS

A l'examen rapide des premiers résultats reportés sur cartes régionales ou sur coupes de sondages, des analogies apparaissent d'une manière évidente entre la distribution de certains des éléments étudiés dans le massif granitique et son environnement. Au passage nous avons déjà noté celle qui existe entre les distributions du fluor et du lithium, ou bien entre celles du phosphore et du béryllium.

A l'inverse il semble que d'autres éléments, s'ils font bien partie commune du cortège d'ensemble du massif granitique, ont tendance à s'exclure d'un domaine particulier respectif privilégié, c'est apparemment le cas de l'étain et du tungstène.

Comme nous l'avons fait pour Montebbras (voir p. 124) nous avons établi pour Echassières les divers coefficients de corrélation binaire entre les logarithmes des teneurs (1) des divers éléments étudiés à l'intérieur de sous-ensembles suffisamment homogènes et fournis pour que les résultats offrent quelque signification.

(1) De préférence aux teneurs elles-mêmes car la construction de droites de HENRY a montré que, pour la plupart des éléments, la distribution était lognormale.



Tabl.34. ECHASSIERES. Coefficient de corrélation linéaire entre les logarithmes des teneurs des différents éléments.

Parmi les liaisons les plus démonstratives (voir tableau 34) on peut retenir :

— le *fluor et le lithium* qui manifestent dans tous les ensembles mais surtout dans le granite de Beauvoir et son auréole de micaschistes Sud une forte liaison.

— le *phosphore et le béryllium* dans le stock de Beauvoir.

— le *lithium et le béryllium*, dans la plupart des sous-ensembles.

— le *lithium et le tungstène* dans les micaschistes.

— le *lithium et l'étain* qui sont extrêmement liés dans l'auréole du granite des Colettes alors que partout ailleurs, y compris dans le granite de Beauvoir, leur indifférence réciproque est assez surprenante.

Je soulignerai pour terminer, la constance et la régularité des *liaisons du fluor avec tous les autres éléments*. Pour ne pas être toujours spectaculaire cette corrélation n'en est pas moins la plus significative de la géochimie d'ensemble du massif.

CONCLUSIONS.

1. — SPÉCIALISATION GÉOCHIMIQUE DU MASSIF D'ÉCHASSIÈRES

Le complexe granitique d'Echassières dans son ensemble apparaît comme un massif géochimiquement spécialisé, dans le sens où les auteurs soviétiques entendent ce terme (GANÉEV 1964, KOPEV, DVORNIKOV et RUB 1964), c'est-à-dire un massif issu d'un magma qui portait en lui tous les germes des minéralisations en étain, lithium, fluor, béryllium etc.

Si l'on met à part le cas du granite à albite-lépidolite de Beauvoir qui représente une phase tardive ultra-évoluée et enrichie en éléments rares et en ne considérant que celui du granite des Colettes, probablement plus représentatif du magma moyen primitif, on constate qu'il renferme des proportions anormalement fortes de la plupart des éléments que nous retrouverons concentrés dans le granite de Beauvoir ; parmi les plus caractéristiques, on retiendra l'étain, le lithium et le fluor.

1-1) L'ÉTAIN.

Les teneurs moyennes en étain de 151 g/t dans la roche totale, 426 g/t dans la muscovite, 522 g/t dans la biotite, 52 g/t dans les feldspaths sont nettement plus élevées que celles publiées par la plupart des auteurs à propos de massifs granitiques dans lesquels ou autour desquels sont connus des indices ou des gisements stannifères. Successivement, WESTERWELD (1936), GOLOUBINOFF (1937), BARSUKOV (1956 et 1957), BADUER (1957), PHAN (1963), IVANOVA (1963), GANÉEV (1964), NEGREI (1964), KOPEV et autres (1964), ROB et autres (1964), d'autres auteurs encore ont insisté sur les teneurs en étain anormalement élevées de tels massifs (voir tableau 35). Toutefois les études récentes de CHAURIS (1965) montrent que, dans certains cas au moins, il n'est pas possible de différencier ces granites par leur teneur en étain ; c'est ce qu'il a constaté dans le massif armoricain où des granites stériles et d'autres à « efficacité métallogénique » ont des teneurs voisines de 10 g/t en étain.

La concentration de l'étain dans les micas de ces granites est un fait également bien observé par de nombreux auteurs : JEDWAB (1953 et 1955), PHAN (1963), GANÉEV (1964) etc. Dans la biotite les valeurs moyennes s'inscrivent entre 100 et 400 g/t avec des maximum qui peuvent atteindre plus de 1 000 g/t. GANÉEV distingue ainsi les biotites de granites « stériles » de celles des granites « minéralisés » du Kazakhstan central les premières contenant 10 à 210 g/t de Sn, les deuxièmes de 250 à 1 730 g/t. Des concentrations analogues sont observées dans la muscovite. Les résultats obtenus pour le granite des Colettes, montrent que, dans son cas, l'enrichissement est beaucoup plus marqué dans la muscovite que dans la biotite : l'étain se serait donc fixé surtout pendant la phase de muscovitisation du granite.

TABLEAU 35

Répartition de l'étain dans les massifs granitiques en fonction de la présence ou de l'absence d'indices minéralisés à leur voisinage. D'après divers auteurs.

Auteurs	Provenance	granites stériles	granites avec indices de Sn
BARSUKOV (1957)	monde entier	3 à 5 g/t	25 à 30 g/t
BRAUER (1957)	Erzgebirge (Allemagne)		61 à 190 g/t
BUTLER (1953)	Cornouailles (Angleterre)		0 à 45 g/t
PHAN (1963)	Morbihan (France)	8 g/t	30 à 40 g/t
IVANOVA (1963)	Transbaïkalie (U.R.S.S.)	5 g/t	16 à 32 g/t
GANÉEV (1964)	Kazakhstan (U.R.S.S.)		24 à 167 g/t
NEGREI (1964)	Kazakhstan (U.R.S.S.)	5 g/t	20,1 g/t
KOPTEV et autres (1964)	U.R.S.S.		10 à 50 g/t
ROB et autres (1964)	Khabarovsk (U.R.S.S.)		27 à 42 g/t
CHAURIS (1965)	Pays de Léon, Bretagne (France)	10 à 20 g/t	10 à 32 g/t

TABLEAU 36

Répartition du lithium (en g/t de Li_2O) dans quelques massifs granitiques et dans certains minéraux en fonction de la présence ou de l'absence d'indices minéralisés au voisinage de ces massifs.

Auteurs		Provenance	granites « stériles »	granites avec indices de lithium d'étain	
			70 g/t Li_2O	300 g/t Li_2O	g/t Li_2O
Roche totale	LYAKHOVICH (1963)	U.R.S.S.			
	KÆMMEL (1961)	Tannenberg (Saxe)			300
	SIRONIAN et autres (1959)	Preissac Lacorne (Canada)	180 à 530		
	FIALA (1958)	Kaiserwald (Tchécoslovaquie)	200		1200
	CHAURIS (1965)	Bretagne (France)		120 à 170	
	PHAN (1965)	Morbihan (France)	75		340
Biotite	LYAKHOVICH (1963)	U.R.S.S.	1240	1050	
Muscovite	CHAURIS (1965)	(micas de pegmatite)		100 à 2000	
Feldspath	LYAKHOVICH (1963)		30	45	
	CHAURIS (1965)				20 à 100
	JEDWAB (1965)		80	300	

1-2) LE LITHIUM.

Avec une teneur moyenne de 1 070 g/t de Li_2O dans la roche totale, de 13 500 g/t dans la biotite, 6 100 g/t dans la muscovite et 580 g/t dans les feldspaths, le lithium est le deuxième élément le plus caractéristique du granite des Colettes. Comparés aux teneurs constatées dans des granites de diverses provenances (voir tableau 35) y compris de districts où l'on connaît d'importants gisements de lithium, comme au Canada par exemple, ces chiffres apparaissent remarquables.

La haute concentration du lithium dans les biotites, a déjà été observée à maintes reprises dans les granites, mais rarement, à notre connaissance, de telles teneurs en lithium, approchant celles de la zinnwaldite, ont été signalées ; elles sont significatives de la richesse en lithium du magma primitif et de la fixation relativement précoce de cet élément, de même que sa présence dans les feldspaths à une concentration également supérieure à celle qui est généralement observée. Quant aux muscovites, nous avons déjà souligné, combien il était difficile de donner une interprétation exacte de leur contenu lithinifère étant donné leur double origine possible, soit à partir de la biotite, soit à partir du microcline. Le lithium qu'elle renferme est-il un lithium « récupéré » à l'occasion de la destruction de la biotite ou bien un lithium « juvénile » ; la première hypothèse paraît la plus vraisemblable, elle soulève à nouveau la question de savoir quelle proportion du lithium ainsi libéré a été fixé dans la muscovite et quelle autre s'est trouvée disponible pour migrer et se concentrer dans d'autres parties du massif.

1-3) LE FLUOR.

Les données de la littérature concernant la teneur en fluor des granites sont peu nombreuses ; d'une part, il n'est pas dans les habitudes des laboratoires de chimie, de doser le fluor à l'occasion des analyses générales de roches, à moins que cela ne leur soit très spécialement demandé, d'autre part, les géochimistes semblent s'être assez curieusement désintéressés d'obtenir des précisions chiffrées sur cet élément auquel ils reconnaissent pourtant un rôle essentiel dans l'évolution des magmas acides. La teneur moyenne de 500 g/t de fluor (RANKAMA et SAHAMA 1950), généralement admise pour les roches granitiques est largement dépassée par celles que nous constatons à Echassières : 3 100 g/t dans le granite des Colettes, 10 000 g/t dans ses biotites, 11 400 g/t dans ses muscovites et plus de 2 000 g/t dans ses feldspaths.

1-4) LE TUNGSTÈNE ET LE BÉRYLLIUM.

A un moindre degré que le fluor, le lithium ou l'étain mais d'une manière encore relativement nette, le tungstène et le béryllium sont également caractéristiques du magma granitique d'Echassières tandis que le phosphore, l'arsenic et le molybdène n'apparaissent pas remarquables.

En résumé, le magma qui a donné naissance au massif d'Echassières était marqué, dès ses premières phases, par la présence en grande abondance, du fluor, de l'étain, du lithium du tungstène et du béryllium.

2. — ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE GÉNÉRALE

La géochimie des divers éléments dont nous avons étudié systématiquement la répartition dans le massif granitique d'Echassières peut être synthétisée dans le cadre de l'évolution générale de ce massif de la manière suivante :

a) *Etape pré-Colettes ou du « granite de la Bosse ».*

C'est l'étape, un peu mystérieuse, il faut bien l'avouer, durant laquelle s'est formé le stockwerk wolframifère de la Bosse ; ses relations d'antériorité par rapport aux unités intrusives actuelles conduisent à imaginer sa formation à une période ancienne de l'évolution du magma granitique d'Echassières. Les caractères « pneumatolytiques » de sa paragenèse et la forme de son gisement évoquent une mise en place en liaison avec une intrusion granitique profonde, d'un « granite de la Bosse » dont le toit se serait révélé relativement perméable et propice à une fracturation du type cisaillement et à la migration des solutions.

Au cours de cette étape a lieu :

- le dépôt principal du *tungstène*
- le dépôt partiel du *fluor*
- peut-être celui d'une part de l'*arsenic*.

b) *Etape granite des Colettes.*

C'est l'étape majeure de formation du massif, à l'intérieur de laquelle on peut distinguer au moins trois phases :

- *Phase de mise en place principale* du granite à biotite au cours de laquelle a lieu la fixation de *lithium*, de *fluor*, d'*étain* et probablement de *tungstène* et de *béryllium*.
- *Phase de muscovitisation* qui s'accompagnerait d'un déplacement probable d'une partie du *lithium* et du *fluor* et de la fixation de quantités relativement importantes d'*étain*.
- *Phase tardive* qui donne naissance aux dépôts filoniens de *tungstène* et d'*arsenic* de la zone nord.

c) *Etape granite à albite-lépidolite de Beauvoir.*

Sauf en ce qui concerne le tungstène, les étapes précédentes n'ont pas conduit à de véritables concentrations susceptibles de donner des gisements. *L'étape de Beauvoir est au contraire à l'origine de fortes concentrations en étain, en lithium, en fluor, en phosphore, en béryllium, en niobium-tantale.* La mise en place du granite à albite-lépidolite de Beauvoir dont nous verrons, dans la dernière partie, qu'il pourrait être le résultat, soit d'une évolution de type pegmatitique, soit d'une remise en mouvement d'un matériel granitique profond, favorisée par une albitisation intense et une forte accumulation d'éléments volatils, comprend plusieurs phases parmi lesquelles nous avons conventionnellement distingué une phase « alcaline » et une phase « pneumatolytique ».

A la phase « alcaline », on doit rattacher :

- le dépôt principal de *lithium*
- « « d'*étain*
- « « de *fluor*
- « « de *tantale*
- le dépôt partiel du *béryllium*

Au cours de la phase « pneumatolytique » ont lieu :

- le dépôt principal du *phosphore*
- « « du *béryllium*
- des dépôts secondaires du *lithium*, de l'*étain* et du *fluor*.

d) *Etapas tardives.*

Les étapes plus tardives, à caractère hydrothermal, sont responsables de nombreux filons de quartz. Elles sont parfois accompagnées d'un apport éventuel de plomb, de baryum, de zinc, de cuivre et de fluor.

e) Enfin la *kaolinisation* et, d'une manière plus générale, les phénomènes d'altération secondaire ont contribué à la remise en mouvement de certains éléments comme le phosphore et le béryllium par exemple.

3. — AURÉOLES DE DISPERSION ET MANIFESTATIONS EXTÉRIEURES

Pour la plupart des éléments considérés le massif granitique d'Echassières développe autour de lui de larges auréoles de dispersion. Par ordre décroissant d'intensité citons celles du fluor, du lithium, du tungstène, de l'arsenic, de l'étain, du béryllium, du phosphore ; leurs influences respectives se font sentir à des distances, à partir des limites du massif, qui varient entre quelques centaines de mètres et quelques kilomètres.

Des auréoles de dispersion particulières, de haute intensité, enveloppent le stock de Beauvoir et se prolongent largement vers le Sud :

— les unes, celle du tungstène et, peut-être, celle de l'arsenic, sont en liaison probable avec le « granite de la Bosse », première étape de la mise en place du massif d'Echassières ;

— les autres, celle du fluor, du lithium et de l'étain semblent directement issues du granite à albite-lépidolite de Beauvoir.

Pourtant elles se prolongent en direction du Sud, loin des derniers affleurements granitiques et avec une intensité non décroissante.

Il est très probable, étant donné la nature et l'intensité des anomalies, qu'il existe dans ce secteur, sous une couverture de micaschistes dont la puissance reste à évaluer, des remontées granitiques et des coupoles cachées de nature analogue à celle de Beauvoir. Les minéralisations des Chaillats typiquement périgranitiques constituent très certainement les avant-postes de telles coupoles ; les solutions minéralisées issues de ces foyers ont utilisé les nombreuses fractures N à N 20 qui caractérisent cette région et dont certaines avaient déjà servi à la mise en place des filons de porphyre quartzifère.

Ce même système de fracturation a dû faciliter la circulation des fluides issus des masses granitiques profondes et il est probable qu'un échantillonnage plus serré mettra en évidence le rôle de chenaux joué par ces fractures autour desquelles la diffusion des divers éléments dans les micaschistes a dû progresser.

La carte des anomalies cumulées (voir annexe X) confirme tout l'intérêt de la région de Beauvoir et de ses prolongements méridionaux ; elle souligne les « fuites » qui jalonnent la bordure du batholite des Collettes, spécialement au Nord-Ouest où les fractures sont nombreuses ; elle fait enfin apparaître une zone anormale importante, entre Nades et Boénat, que les cartes de distribution « élémentaires » ne mettaient pas individuellement en valeur, sinon celle de l'étain et qui pose le problème de l'existence d'une remontée granitique possible dans ce secteur.

TROISIÈME PARTIE

COMPARAISONS

CONSIDÉRATIONS GÉNÉTIQUES

INTRODUCTION

L'ÉTUDE parallèle des deux gisements de Montebbras et d'Echassières a mis en évidence un certain nombre de points de ressemblance et de dissemblance dont il convient maintenant de dresser le bilan ; c'est d'ailleurs l'un des buts essentiels poursuivis par ce travail, justement entrepris en raison des analogies qui, après nos premières recherches, nous semblaient devoir rapprocher Montebbras d'Echassières en un même type de gisement (AUBERT et BONNICI 1963).

Dans un deuxième chapitre, nous comparerons ces gisements avec ceux qui nous semblent appartenir par leur morphologie et leur géochimie à la même famille métallogénique, en Europe hercynienne occidentale, dans le Hoggar ou en U.R.S.S.

Cette confrontation sera faite sous le quadruple aspect structural, pétrographique, paragénétique et géochimique.

Enfin, dans un dernier chapitre, nous essaierons de préciser l'origine et les conditions de mise en place des granites à albite et des minéralisations qui les accompagnent.

CHAPITRE PREMIER

COMPARAISON MONTEBRAS-ÉCHASSIÈRES

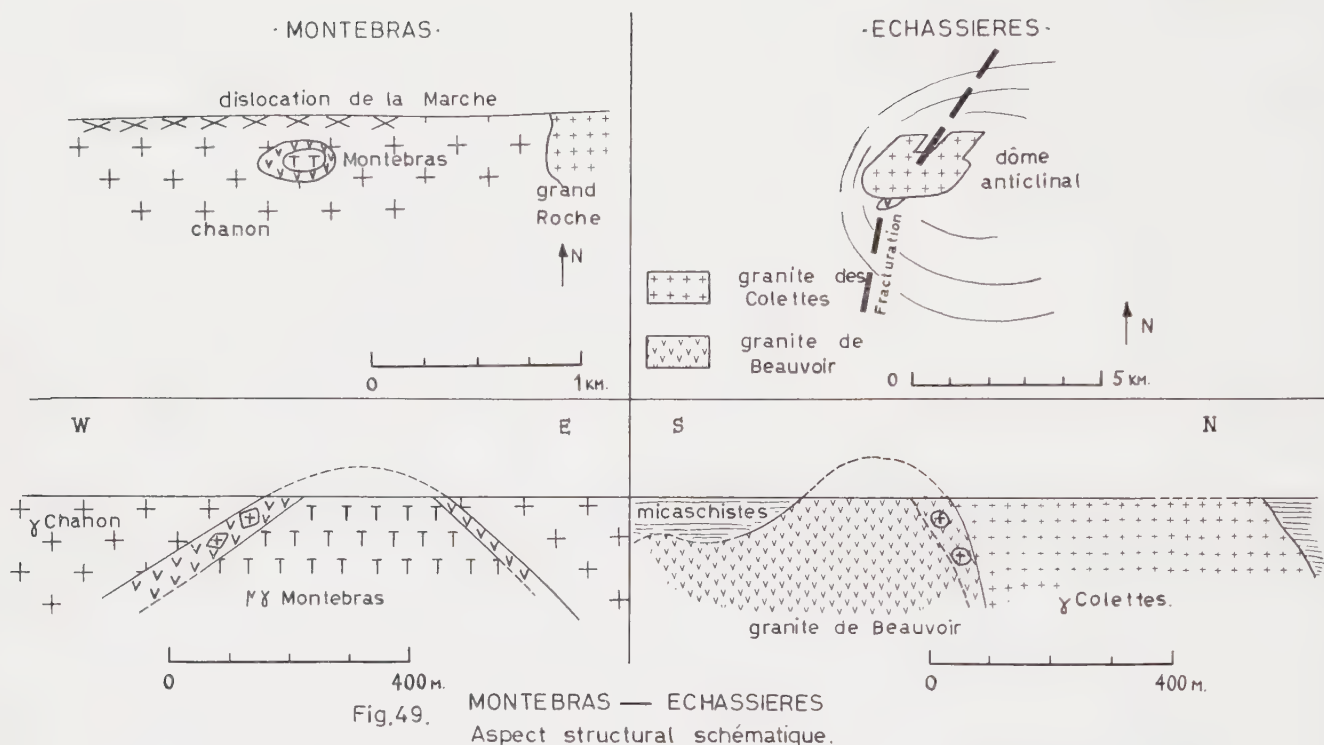
1. — *STRUCTURE ET SITUATION GÉOLOGIQUE*

M_{ONTEBRAS} et Echassières, qui ne sont distants que d'une cinquantaine de kilomètres l'un de l'autre, appartiennent à la *même province hercynienne* du Massif Central Français ; ils sont situés de part et d'autre du grand Sillon Houiller dans lequel on a voulu voir une ligne de partage entre un secteur occidental où dominent les minéralisations associées aux granites à deux micas, et un secteur oriental où elles sont liées à la tectonique plutôt qu'aux massifs granitiques (CHAURIS 1965). En fait la présence d'un Montebbras d'une part, localisé dans la série granitique de la Chaîne de la Marche, dans le secteur occidental, et celle d'un Echassières d'autre part localisé dans une série cristallophyllienne en bordure d'un dôme anticlinal, dans le secteur oriental, soulignent la relativité d'une telle distinction.

Il n'existe pas à Montebbras, ou tout au moins, nous n'avons pu mettre en évidence, d'élément tectonique de contrôle de la localisation de l'intrusion, sinon l'appartenance à la grande Chaîne de la Marche et la position le long d'un axe gravimétrique léger. A Echassières par contre, l'intrusion du massif granitique paraît contrôlée non seulement par la *structure en dôme anticlinal* de la série cristallophyllienne mais aussi par une fracturation profonde dont le rôle a dû être déterminant lors de la mise en place du massif et probablement aussi durant les phases de son évolution.

Une structure en coupole est caractéristique des deux gisements de Beauvoir et de Montebbras. Dans le premier cas il s'agit d'une intrusion en stock dont les dimensions sont telles que le plancher n'en a pas été atteint. Dans le deuxième cas il s'agit d'une intrusion dont la forme s'apparente à celle des « ring dyke » ou structures annulaires par sa disposition en couronne autour d'un apex microgranitique ; les effets de « magmatic stoping » qui l'accompagnent suggèrent une mise en place à l'occasion d'un effondrement du microgranite.

Les deux coupoles apparaissent l'une et l'autre comme des *satellites de batholites* plus importants de granites porphyroïdes à deux micas, à Echassières du granite des Colettes à la limite duquel affleure le stock de Beauvoir, à Montebbras du granite de Grand'Roche situé à une distance d'environ 1 500 mètres de la coupole.



Les roches encaissantes sont de nature très différentes. Alors qu'à Montebbras il s'agit d'un granite porphyroïde à biotite qui s'apparente à ceux du plateau de Guéret, à Echassières le massif intrusif s'est mis en place dans des micaschistes à grenat et staurotide qui font partie de la série cristallophyllienne de la Sioule.

L'âge absolu des deux intrusions, ou tout au moins celui des lépidolites qui les accompagnent, a été déterminé par M.Y. VIALETTE (1963) ; il est pratiquement le même à Montebbras : 293 ± 6 MA et à Beauvoir : 305 ± 4 MA. Ces résultats situent la mise en place de ces gisements rapportée à l'échelle des temps géologiques, à la limite du Westphalien et du Stéphanien inférieur.

2. — PÉTROGRAPHIE

2-1) LES GRANITES PORPHYROIDES A DEUX MICAS.

J. JUNG en 1946 soulignait déjà la parenté qui existait selon lui entre les granites à muscovite des Monts de Blond, d'Ambazac et de la Chaîne de la Marche et le granite des Colettes qu'il considérait comme une « réapparition terminale » de cet ensemble de granites porphyroïdes à deux micas si largement développé au Nord-Ouest du Massif Central.

L'étude comparée des granites de Grand-Roche et de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc d'une part et du granite des Colettes d'autre part confirme pleinement cette manière de voir tant du point de vue minéralogique que géochimique ; en particulier on note, dans les deux types, la même évolution des microclines remplacés par l'albite et la muscovite, et des biotites enveloppées par de la muscovite. Seul le mode de gisement diffère : à Echassières il est typiquement

intrusif avec développement d'un métamorphisme de contact à andalousite tandis qu'à Grand-Roche ou à Saint-Sylvain-Bas-le-Roc les contacts avec le granite porphyroïde à biotite encaissant pourraient présenter, au moins localement, un aspect progressif ; dans le premier cas il s'agit certainement d'un granite tardi-tectonique, dans le deuxième il s'agit peut-être d'un granite syntectonique. On ne connaît pas non plus dans ces derniers massifs d'équivalent au faciès à tendance microgrenue comme celui que montre fréquemment le granite des Colettes ; enfin ils ne sont pas affectés par les phénomènes de kaolinisation.

Par contre on ne connaît pas dans le district d'Echassières de granites aplitiques type Chateaux, Toulx-Sainte-Croix ou même Montgalbrun, et il n'existe pas au cœur de la coupole de Beauvoir de microgranite analogue à celui de Montebbras.

2-2) LES GRANITES A ALBITE.

L'analogie majeure qui, à elle seule, suffirait à justifier le rapprochement génétique que nous tentons d'établir entre les deux gisements, réside dans la similitude de nature, d'évolution et de comportement des deux roches qui forment l'enveloppe ou le cœur des coupoles et qui apparaissent directement responsables des principales concentrations minéralisées (*exception faite des importantes concentrations en tungstène du stockwerk de la Bosse à Echassières* qui sont toutefois localisées autour du granite à albite).

Le granite à albite-muscovite de Montebbras et le granite à albite-lépidolite de Beauvoir présentent les points communs suivants :

— macroscopiquement ce sont toutes deux des roches à grain fin à moyen, à structure équante, et hololeucocrates.

— microscopiquement, elles sont l'une et l'autre caractérisées par une texture si voisine qu'un œil non averti est incapable de les distinguer : enchevêtrement de lattes d'albite et de lamelles de micas blancs au milieu desquelles se développent des plages de microcline interstitiel et surtout des poeciloblastes ou des prophyroblastes de quartz qui corrodent et englobent tous les autres minéraux. Dans les deux cas on peut nettement distinguer dans la formation de la roche une phase précoce durant laquelle *albite et mica blanc* cristallisent sous des conditions de tension de type protoclastique et une *phase tardive* au cours de laquelle le quartz puis des phosphates, se sont déposés.

Entre ces deux phases majeures se place une *phase intermédiaire à microcline*, beaucoup mieux représentée à Montebbras qu'à Echassières. Ces granites à albite apparaissent ainsi plutôt comme d'anciennes albitites granitisées par microclinisation et quartzification que comme des granites albitisés.

Cette profonde identité d'aspect et d'évolution des deux roches n'exclut pas quelques différences dans leur composition ou leur comportement.

— *le gisement* du granite à albite de Montebbras, en couronne autour d'un apex microgranitique, est *beaucoup plus réduit en volume* que celui du granite à albite de Beauvoir dont les limites en profondeur n'ont pas été atteintes.

— *la nature du mica blanc* qui accompagne l'albite est différente : à Montebbras il s'agit de muscovite faiblement lithinifère, à Beauvoir de lépidolite.

— *les réactions au contact* des roches encaissantes du toit ne sont pas identiques :

à Montebbras il y a formation d'un « stockscheider » feldspathique, d'une « quartzglocke » et, dans la zone d'exocontact, de greisens ultra-micacés.

à Beauvoir, les manifestations du contact se limitent à l'apparition de greisens d'endocontact de nature variée, à quartz, quartz-topaze ou quartz-lépidolite et, du côté où le granite de Beauvoir est en contact avec le granite des Colettes, d'une roche feldspathique développée aux dépens de ce dernier.

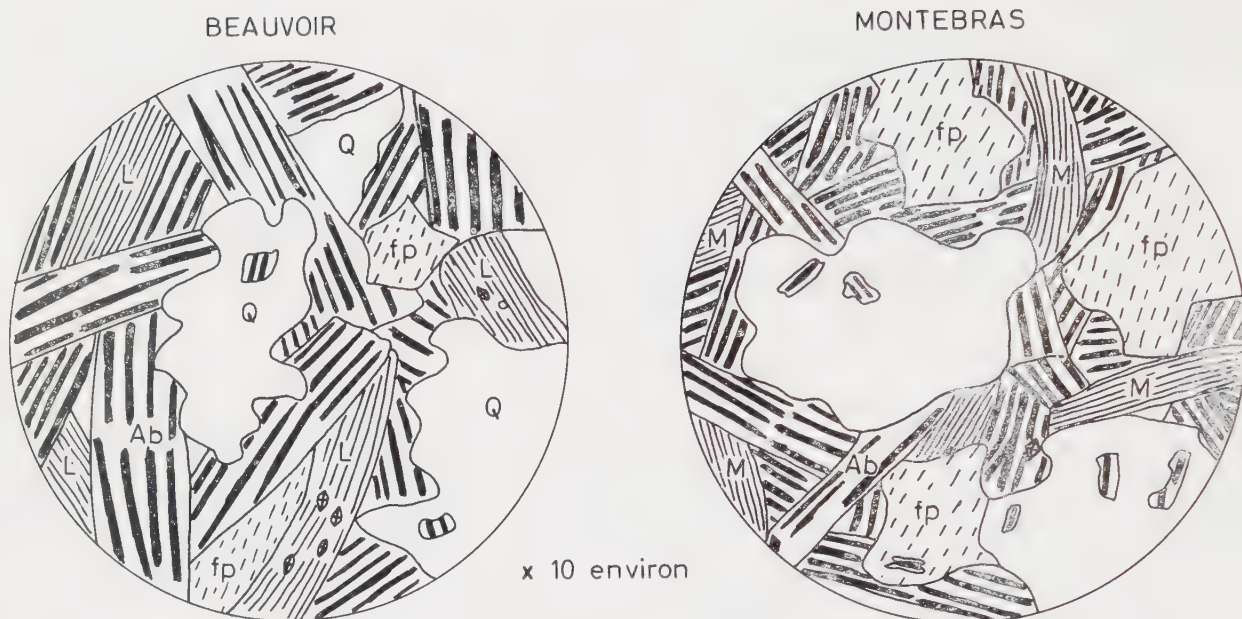


Fig 50. MONTEBRAS-ECHASSIERES.

Aspect microscopique schématique des granites à albite.

Q : quartz.

Ab : albite.

fp : feldspath sodi.potassique

L : lépidolite.

M : muscovite.

⬮ : cassitérite.

2-3) LE « GRANITE DE LA BOSSE » ET LE MICROGRANITE DE MONTEBRAS.

On sait comment nous avons été amené à imaginer, à Echassières, l'existence, avant la mise en place du granite porphyroïde à deux micas et du granite à albite-lépidolite, d'un épisode granitique, responsable d'un « *granite de la Bosse* » d'où serait issu l'ensemble des filons à wolframite de l'important stockwerk de la Bosse. Il n'y a, à Montebbras aucun signe suggérant qu'un tel épisode ait dû intervenir.

Inversement on ne connaît pas, à Echassières, d'équivalent au *microgranite* qui constitue le cœur de la coupole de Beauvoir et dont la mise en place a dû précéder et préparer celle du granite à albite-muscovite.

3. — PARAGENÈSE ET SUCCESSION

Dans le tableau 37 nous avons tenté de mettre en parallèle les paragenèses et les successions minérales de Montebbras et d'Echassières à travers les principaux épisodes qui ont marqué l'histoire géologique des deux gisements et dont la correspondance, bien qu'elle ne soit pas parfaite, autorise la schématisation. Nous distinguons ainsi :

1) une phase de minéralisation liée à la mise en place du « *granite de la Bosse* » ;

2) une phase de minéralisation liée à la mise en place des granites porphyroïdes à deux micas.

3 et 4) deux phases principales liées à la mise en place du granite à albite, la première « alcaline », correspondant à la cristallisation de l'albite et du mica blanc, la deuxième « pneumatolytique » correspondant au dépôt principal du quartz et des phosphates ; entre ces deux phases se place une phase intermédiaire à microcline qui n'est pas différenciée dans le tableau ;

5) une phase hydrothermale responsable de la mise en place de quelques filons tardifs ;

6) une phase d'altération supergène.

Il est bien évident que la différence d'échelle déjà constatée à propos de l'importance relative des gisements des granites à albite est également manifeste en ce qui concerne l'abondance des minéraux rencontrés, à l'exception de certains d'entre eux, comme l'amblygonite par exemple. D'autres minéraux ne sont représentés que dans un seul des deux gisements ; c'est le cas de la herdérite et du beryl qui ne sont pas connus à Montebbras.

Il est curieux de constater que la plupart des minéraux constituant les granites à albite se situent dans les limites des phases F et G de la classification. On ne manquera pas de retenir le caractère commun « pegmatitique » de la minéralogie de ces granites.

4. — GÉOCHIMIE

La géochimie des deux gisements de Montebbras et d'Echassières est dominée par un élément : le fluor.

D'autres éléments leur sont communs : l'étain, le lithium, le phosphore, le niobium et le tantale, auxquels s'ajoutent, à Echassières le béryllium, l'arsenic et le tungstène qui sont rares ou absents à Montebbras ; tandis que le bore, le molybdène (1) et le bismuth ont, dans l'un et l'autre cas, un rôle négligeable.

4-1) SPÉCIALISATION DES ENSEMBLES GRANITIQUES.

A Echassières l'on est tout naturellement amené, par la disposition relative des unités granitiques constituant le massif, à associer dans un même cycle magmatique le granite de Beauvoir et celui des Colettes (et « un granite de la Bosse » plus ancien)... Cette manière de voir est confirmée par l'unité géochimique de ces deux granites : tous les éléments que l'on retrouve concentrés dans tout ou partie de la coupole de Beauvoir sont déjà présents dans le granite des Colettes en quantités considérablement supérieures aux teneurs moyennes généralement observées dans les granites.

On retrouve la même distribution anormale des mêmes éléments dans le granite de Grand-Roche ; il est donc très probable, compte tenu également de leurs analogies pétrographiques, que ce granite joue vis-à-vis du granite de Montebbras, le même rôle que le granite des Colettes joue vis à vis du granite de Beauvoir et qu'ils constituent, comme eux, les éléments d'un même couple, représentatif de deux moments de l'évolution d'un même cycle magmatique et géochimique. L'éloignement relatif de la coupole de Montebbras par rapport au granite de Grand-Roche (et le fait que ce granite ne soit pas franchement intrusif et circonscrit) justifient peut-être le plus faible degré d'intensité des phénomènes dont elle est le siège.

(1) Selon SICHERRA et GUKOVA (1964) — Le molybdène au cours de l'évolution géochimique d'un magma granitique s'associe au chlore et leurs combinaisons moins volatiles que les combinaisons fluorée se dissocient à des niveaux profonds.

Quant au microgranite de Montebras il faudrait en connaître la nature profonde, hors de l'influence du granite à albite, pour estimer à sa juste valeur sa place dans ce cycle. Etant donné son gisement en coupole, il est hautement probable que lui aussi était anormalement riche en éléments volatils lors de sa mise en place.

4-2) ÉVOLUTION DES ÉLÉMENTS RARES A L'INTÉRIEUR DES MASSIFS.

J'écarterai d'abord, de la comparaison que l'on peut facilement établir entre l'évolution des éléments rares à Montebras et à Echassières, le cas du tungstène, ou tout au moins de sa plus grande part qui s'inscrit dans une étape ancienne de la mise en place du massif d'Echassières l'épisode du « granite de la Bosse » ; celui-ci, ou plutôt l'une de ses phases tardives, serait responsable de l'*accumulation majeure de tungstène* accompagnée de *fluor*, dans le stockwerk de la Bosse. Il est peut-être également à l'origine des anomalies en *arsenic*, constatées au SW de Beauvoir, dans les micaschistes.

A l'évolution voisine de leurs magmas granitiques originels en deux étapes principales — la première responsable des granites porphyroïdes à deux micas des Colettes (Echassières) et de Grand-Roche (Montebras), la deuxième des coupoles de granite à grain moyen ou fin à albite et mica blanc de Beauvoir et de Montebras — correspond une évolution parallèle des éléments rares qu'ils renferment.

a) L'étape « granite porphyroïde à deux micas » est l'occasion d'une première accumulation de la plupart de ces éléments :

— le *lithium* est surtout concentré dans la biotite lithinifère de ces granites et, à un moindre degré, dans leur muscovite ;

— l'*étain* est également réparti entre la biotite et la muscovite du granite des Colettes (respectivement 522 et 426 g/t) tandis que, à Grand-Roche, il se concentre plus nettement dans la biotite (respectivement 1015 et 376 g/t) ;

— le *tungstène* n'a pratiquement pas dépassé, à Montebras, le stade d'individualisation du granite à deux micas de Grand-Roche dans lequel il est resté fixé (200 g/t) ; au contraire, à Echassières, il ne s'est pas ou peu concentré dans les limites de l'intrusion du granite des Colettes lui-même (40 g/t) mais a poursuivi son cycle jusqu'à la mise en place des filons périphériques tardigranitiques du gisement nord ;

— l'*arsenic* est aussi discret dans ses manifestations intragranitiques à Echassières qu'à Montebras ;

— le *béryllium* est présent dans le granite des Colettes (12 g/t) mais n'a pas été recherché systématiquement dans celui de Grand-Roche ;

— le *phosphore* ne présente aucune particularité remarquable dans les deux granites ;

— le *fluor* s'accumule déjà dans les feldspaths et surtout dans la biotite et dans la muscovite des deux granites des Colettes et de Grand-Roche.

Ces accumulations « primaires » de lithium, d'étain, de fluor... dans la muscovite et surtout dans la biotite et même le feldspath des granites des Colettes et de Grand-Roche sont une preuve de la *spécialisation géochimique précoce de ces massifs* ; elles donnent à entendre qu'il existait une forte proportion d'éléments volatils dans les *magmas primitifs dont la mobilité s'est trouvée ainsi accrue*. Elles condamnent à notre avis les hypothèses selon lesquelles les fluides minéralisateurs n'auraient fait qu'emprunter, tardivement, les zones de bordure des massifs granitiques pour aller minéraliser des coupoles préexistantes. Au contraire, *c'est justement parce que les magmas étaient riches en éléments volatils qu'ils ont pu développer des coupoles*.

b) L'étape « granite à grain moyen ou fin à albite et mica blanc » est à l'origine des plus hautes concentrations en éléments rares.

— le *lithium* se comporte différemment à Echassières et à Montebas. A Echassières il est essentiellement lié à la phase « alcaline » de formation du granite à albite-lépidolite et s'exprime sous forme de lépidolite assez uniformément répartie. A Montebas il ne s'est pas fixé au cours de cette phase et a migré, durant la phase « pneumatolytique » vers le mur et surtout vers le toit du granite pour donner naissance aux amas d'amblygonite-montebasite et aux greisens ultra-micacés.

Le *rubidium* et le *césium* ont un comportement analogue et suivent le lithium à travers ses manifestations micacées. *Le caractère césifère est plus net à Montebas qu'à Echassières.*

— l'*étain* est l'élément accessoire le plus constant des granites à albite étudiés. A Montebas comme à Beauvoir la *cassitérite* a cristallisé, pour sa plus grande part, au cours de la phase « alcaline ».

— le *tungstène*, occupe une place très discrète, sinon nulle, dans les coupoles de Montebas et de Beauvoir. A Montebas il est responsable de microconcentrations au toit du gisement.

— l'*arsenic* est absent à l'intérieur des granites à albite des deux gisements mais l'on note de légères accumulations à la limite des coupoles.

— le *béryllium*, absent à Montebas, est caractéristique de la phase « pneumatolytique » du granite de Beauvoir dans lequel il forme des concentrations remarquables.

— le *phosphore* se concentre dans les deux granites à albite au cours de la phase « alcaline » précoce, mais surtout durant la phase « pneumatolytique » qu'il caractérise tant à Beauvoir qu'à Montebas. A Beauvoir sa *liaison géochimique et minéralogique avec le béryllium* est manifeste et l'on peut s'étonner qu'il n'en soit pas de même à Montebas.

— le *niobium* et le *tantale* sont accumulés dans des conditions voisines de celles de l'étain. Comme lui ils se fixent principalement durant la phase précoce de formation du granite mais tandis qu'à Montebas la prédominance du niobium sur le tantale est manifeste, à Echassières le tantale s'exprime également.

— le *fluor* joue dans les deux coupoles un rôle primordial. A Beauvoir il semble s'être en partie fixé dès la phase « alcaline » de formation du granite, comme le lithium ; il en a également suivi le destin à Montebas en allant se fixer principalement, comme lui, à la limite ou même à l'extérieur de la couronne de granite à albite. *Ce comportement commun du fluor et du lithium* est l'un des faits remarquables de la géochimie de ces deux gisements ; nous l'avions déjà souligné en traitant du rôle du fluor dans le transport et la concentration des autres métaux (II^e Partie, chapitre III, 2-12).

4-3) AURÉOLES DE DISPERSION — APPLICATIONS A LA RECHERCHE APPLIQUÉE

Il était intéressant et c'était l'un des buts premiers de ce travail, de déterminer et de comparer les auréoles de dispersion primaire, que peuvent éventuellement développer les divers éléments étudiés, autour des ensembles granitiques géochimiquement spécialisés.

L'intérêt de cette comparaison est double étant donné d'une part la nature différente des roches encaissantes, granite à Montebas, micaschistes à Echassières, pouvant donc conditionner une migration plus ou moins facile des éléments, et d'autre part la différence d'intensité respective des phénomènes, qui nous semblent dans un rapport d'au moins 1 pour Montebas à 100 pour Echassières.

Les résultats sont catégoriques.

A Montebas il n'existe pas d'auréole de dispersion pour aucun des éléments étudiés dans le granite encaissant la coupole, sauf, à un très faible degré, pour le fluor.

A Echassières il existe de remarquables auréoles de dispersion du fluor, de l'étain, du tungstène, du lithium, de l'arsenic, du béryllium, dans les micaschistes qui enveloppent le massif granitique. L'intensité maximum de ces auréoles ayant leur centre ou leur origine sur la coupole de Beauvoir, et leur extension atteignant plusieurs kilomètres carrés.

Des deux explications possibles pour justifier cette dissemblance de comportement entre les deux gisements, je crois qu'il vaut mieux mettre en avant la relativité du degré d'intensité des phénomènes plutôt que la diversité de nature des roches encaissantes. En effet, si l'on suppose que le granite de Chanon se soit révélé un toit d'une étanchéité remarquable vis-à-vis des fluides minéralisés issus du granite à albite de Montebbras, il faudrait s'attendre à trouver, piégé dans la coupole ou à ses limites, l'équivalent des fortes quantités de fluor, d'étain, de lithium etc. qui, à Echassières, se sont échappées vers les micaschistes. Or il n'en est rien et les minéralisations dispersées ou concentrées dans le granite à albite de Montebbras et à son contact représentent un potentiel très inférieur à celui qui existe encore dans le granite de Beauvoir, en dépit de l'hémorragie d'éléments volatils dont celui-ci a pu souffrir. J'ajouterai que, à partir du granite de Beauvoir, il semble bien qu'il y ait également migration d'éléments vers le granite des Colettes.

Tout ceci ne veut pas dire que l'on doive nier toute influence à la nature de la roche encaissante sur la migration et la fixation des éléments issus des couples granitiques. Il est bien évident que ses caractéristiques physiques et chimiques sont des facteurs déterminants ; par exemple l'état de fracturation des micaschistes de la zone sud à Echassières a certainement contribué à faciliter la circulation des solutions.

Il est de toutes manières satisfaisant de constater *qu'à une grande concentration métallifère, comme celle d'Echassières, correspondent des auréoles de dispersion très importantes, alors qu'une petite concentration, comme celle de Montebbras, ne provoque aucune modification géochimique notable de son environnement géologique.* Par les méthodes d'échantillonnage et d'analyse que nous avons utilisées il était impossible de ne pas remarquer le massif granitique d'Echassières et de ne pas trouver le gisement de Beauvoir, par contre, à Montebbras, on aurait distingué le granite de Grand-Roche mais le petit gisement de Montebbras serait passé inaperçu.

La méthode de recherche ainsi mise au point doit pouvoir s'appliquer à la prospection des coupoles granitiques minéralisées cachées même assez profondément. La mise en œuvre de la méthode est simple d'autant que, dans une première phase de recherche, on pourra restreindre le nombre de dosages élémentaires par échantillon, en les limitant à deux ou trois éléments parmi lesquels il est évidemment essentiel de compter le fluor. Par ailleurs les échantillons de sol que nous avons prélevés en même temps que les échantillons de roches sont actuellement analysés ; les premiers résultats montrent qu'il existe une corrélation entre les teneurs des sols et des roches. Dans les cas de régions non polluées, on pourra donc se contenter au moins, au stade de la première prospection, d'un prélèvement de sol, beaucoup plus facile,

CHAPITRE II

COMPARAISON AVEC DES GISEMENTS DE TYPE VOISIN D'AUTRES DISTRICTS

AVANT d'envisager, dans le dernier chapitre, les conditions génétiques qui ont pu présider à la formation des gisements de Montebbras et d'Echassières je crois préférable de mieux les situer par rapport, d'une part aux autres gisements français, d'autre part à quelques gisements étrangers de type voisin dont les études et les descriptions ont servi à établir les hypothèses génétiques actuellement défendues pour expliquer les concentrations métallifères dont ils sont le centre.

1. — FRANCE

Deux régions de France sont connues pour renfermer des gisements d'étain, de tungstène et de béryllium. Ce sont le Massif Central et le Massif Armoricaïn qui appartiennent l'un et l'autre à la cordillère de l'Europe moyenne occidentale (P. PRUVOST, 1959) et sont tous deux constitués de socles anciens repris par le métamorphisme et la granitisation hercyniens.

1-1) MASSIF CENTRAL.

Les gisements autres que ceux de Montebbras et d'Echassières où l'on connaisse des minéralisations en étain, tungstène, lithium ou béryllium dans le Massif Central sont peu nombreux. La plupart d'entre eux sont des gisements à wolframite dominante et gangue de quartz (Puy-les-Vignes, Leucamp, la Bertrande...) qui ne présentent d'autres points communs avec ceux que nous avons étudiés que leur localisation périgranitique. C'est également le cas du gisement de Montredon Labessonnié (Tarn) dans lequel L. VIALLEFOND (1963) décrit une minéralisation en cassitérite et wolframite, accompagnée de bore, mais sans lithium, ni fluor et où l'on ne connaît pas d'équivalent aux granites à albite et même aux granites porphyroïdes à deux micas.

Il existe pourtant dans le Massif Central deux gîtes, d'importance économique modeste, qui, par certaines de leurs caractéristiques, peuvent être rapprochés des gisements d'Echassières ou de Montebbras. Il s'agit du gîte de Vaulry et de celui de la Chèze, l'un et l'autre situés dans l'Ouest du Massif Central, à la limite de massifs de granites porphyroïdes à deux micas.

A *Vaulry* (Haute-Vienne), le chevelu filonien, dont une partie se trouve dans le granite à deux micas et l'autre dans les gneiss encaissants (AUBERT et BURNOL, 1960), présente une paragenèse tout à fait voisine de celle des Chaillats : cassitérite, wolframite, stannite normale, stannite jaune, mispickel et löllingite, blende, chalcoppyrite, fluorine, micas faiblement mais nettement lithinifères ; mais l'on ne connaît pas, à Vaulry, le granite à albite qui, si l'on poussait la comparaison avec Echassières, devrait faire la liaison entre le granite porphyroïde à deux micas et de telles manifestations filoniennes.

Les filons de pegmatite de *la Chèze* (Haute-Vienne) représentent un autre aspect de parenté avec Echassières et Montebbras :

La composition minéralogique de ces pegmatites comprend, outre le quartz et le microcline, de l'albite, de la topaze, de la lépidolite, de la cassitérite, de la niobotantalite et du béryl. Elles sont localisées à la limite du massif intrusif de granite porphyroïde à deux micas d'Ambazac (SARCIA, 1957) et font partie de son cortège pegmatitique banal. On peut imaginer que si des conditions particulières structurales ou thermodynamiques dont la nature nous échappe, n'avaient pas régné autour du granite des Colettes ou du granite de Grand-Roche, pour gêner la formation de pegmatites, *c'est probablement vers des gisements du type de celui de la Chèze qu'auraient évolué Beauvoir ou Montebbras.*

1-2) MASSIF ARMORICAIN.

L'étude très complète récemment publiée par L. CHAURIS (1965), des minéralisations pneumatolytiques du Massif Armoricain, met en relief un certain nombre de caractères propres à l'ensemble des gisements de ce territoire dont la plupart les éloignent de ceux de Montebbras et d'Echassières :

Aspect structural : localisation le long de quelques axes structuraux privilégiés, association avec des granites syntectoniques ou tarditectoniques de l'orogénèse hercynienne et absence de coupoles circonscrites bien individualisées.

Aspect pétrographique : — diversité des faciès granitiques auxquels sont liées les minéralisations et indifférence relative de ces dernières vis-à-vis de la muscovitisation.

— gisements dans des granites, dans des pegmatites ou aplites, dans des tactites, des champs filoniens, des greisens ou des tourmalinites.

— évolution pneumatolytique au cours de laquelle se succèdent des phases d'albitisation, de greisénisation et de tourmalinisation, typiquement métasomatiques.

Aspect minéralogique : abondance de la tourmaline, présence de molybdénite et de béryl ; rareté de la topaze et de la fluorine ; absence totale de minéraux lithinifères.

Aspect géochimique : influence prédominante du bore, rôle effacé du fluor, probablement responsable de la non apparition du lithium.

Presque tous ces caractères opposent les gisements du Massif Armoricain à ceux de Montebbras et d'Echassières. La différence d'intensité du métamorphisme et de la granitisation qui, dans le Massif Armoricain, a laissé intacte une importante couverture primaire, ne suffit pas à expliquer des comportements aussi divergents ; il faut probablement en rechercher les causes dans une spécialisation géochimique primaire et une évolution différentes des magmas granitiques originels.

2. — ÉTRANGER

Il n'était évidemment pas question de passer en revue, dans le cadre de ce travail, l'ensemble des districts stannifères, wolframifères, lithinifères et béryllifères du monde entier, pour les comparer aux gisements d'Echassières et de Montebbras. Nous limiterons donc cette confrontation aux seuls districts présentant des aspects structuraux et géochimiques voisins,

c'est-à-dire à ceux dans lesquels on connaît des coupoles granitiques bien individualisées et des minéralisations où le fluor et le lithium sont largement représentés. Se trouvent ainsi écartés de cette revue les gisements typiquement pegmatitiques comme ceux d'Afrique Centrale ou du Brésil, les districts stannifères de Malaisie, de Bolivie ou d'Australie, les districts lithinifères du Canada, de la Rhodésie ou du « Tin Spodumen Belt », le district wolframifère de Chine, les districts béryllifères d'Argentine ou de la Spor Mountain aux U.S.A., ainsi que les gisements de Cornouailles caractérisés par l'association du cuivre et de l'étain et une grande richesse en bore.

Nous avons finalement retenu trois districts où l'on rencontre des gisements présentant certaines analogies avec ceux que nous avons étudiés. Il s'agit du district de l'Erzgebirge, de celui du Hoggar et celui de la Sibérie Orientale.

2-1) ERZGEBIRGE.

L'Erzgebirge est l'une des provinces stannifères, wolframifères et lithinifères les plus anciennement connues à la fois par la place qu'elle a tenue dans l'économie minière mondiale de l'étain et du tungstène et par l'importance et la qualité des études et des publications dont elle a été l'objet et qui ont fortement contribué aux progrès de la métallogénie de ces métaux ; les plus récentes sont dues à ØELSNER (1952), BOLDUAN (1954), LEUTWEIN (1952 et 1965), SCHRÖCKE (1954) pour la partie allemande, STEMPROK (1959 et 1960) pour la partie tchécoslovaque et MOUSSU (1965) pour la partie française.

Les gisements de l'Erzgebirge sont étroitement liés à des granites tardifs de l'orogénèse hercynienne dont la mise en place a dû se situer, selon F. LEUTWEIN, vers la fin du carbonifère, entre le westphalien supérieur et le Rotliegendes (Permien inférieur). *Ces granites forment le plus souvent de petites coupoles circulaires ou elliptiques* affleurantes (Altenberg, Zinnwald, Geyer...) ou non (Ehrenfriedensdorf, Pechtelsgrün...) dont les dimensions à l'affleurement varient de 300 à 1 500 m. D'autres gisements, les moins importants, sont situés à la bordure de grands massifs granitiques, (Cista, Tannenberg...).

Nous retiendrons parmi ces gisements ceux de Sadisdorf, Ehrenfriedensdorf et Zinnwald (ou Cinovec).

a) A *Sadisdorf* on a l'exemple d'un « gisement en *coupole fermée*, où le toit s'est comporté comme un écran presque imperméable entre le granite et l'encaissant » (LEUTWEIN, 1965).

Successivement deux granites se sont mis en place dans les gneiss et les porphyres :

- un *granite porphyroïde* dit granite extérieur ;
- un *granite en coupole*, à *grain moyen ou fin à albite*, plus riche en matières volatiles, intrusif dans le granite porphyroïde.

La limite de la coupole est soulignée par un important « *stockscheider* », tandis que des greisens se développent tant à l'extérieur qu'à l'intérieur de la coupole (voir fig. 51).

La minéralisation est essentiellement liée aux greisens ; il s'agit de cassitérite et de wolframite. La topaze est abondante.

b) A *Ehrenfriedensdorf-Sauberg*, le toit de la *coupole de granite à grain fin, plagioclase « acide » et topaze*, s'est fracturé, donnant ainsi naissance à un gisement filonien extérieur.

Le contact de la coupole est souligné par des formations variées :

— « *schlieren magmatiques* » où les plagioclases du granite sont remplacés par de la cassitérite.

— « *schlieren pegmatitiques* » à orthose, quartz, cassitérite, apatite et topaze, dans lesquels la plus grande partie de la cassitérite présente est considérée comme étant d'origine pneumatolytique.

— amas de greisen, à quartz, micas légèrement lithinifères, topaze et cassitérite.

A noter que, comme à Echassières, on a trouvé à Ehrenfriedensdorf de la *herdérite*, mais elle y est très rare.

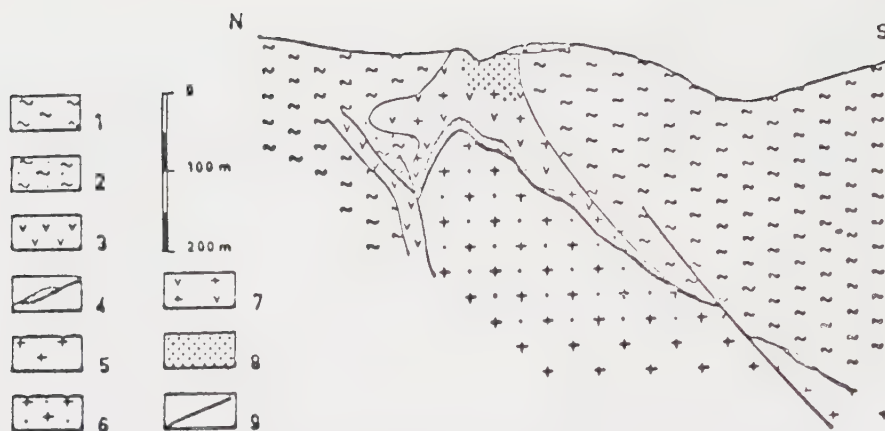


Fig. 51 - Coupe orientée approximativement N-S, du gisement de Sadisdorf (d'après Oelsner, 1952).

- 1.- Gneiss; 2.- Gneiss greisenifié; 3.- Porphyre quartzifère;
4.- Stockscheider; 5.- Granite intérieur; 6.- Greisen intérieur;
7.- Granite extérieur; 8.- Greisen extérieur; 9.- Faille.

(Extraits de F. Leutvvein 1965)

c) A *Zinnwald* (ou Cinovec) le granite forme une *large coupole elliptique* qui atteint 1 400 m de long et 300 m de large à l'affleurement. Ce massif granitique est intrusif dans le porphyre de Teplice dont il est séparé par un très beau « stockscheider » feldspathique.

Des sondages profonds ont montré (STEMPROK, 1964 et 1965) que le massif granitique n'était pas homogène :

— sous une couronne, puissante de 3 à 400 m, d'un granite à grain moyen ou fin, à *zinnwaldite*, riche en albite, on rencontre une alternance de microgranite à biotite et de granite à grain moyen puis un granite porphyroïde à biotite. La figure 52 schématise cette structure.

Pour M. STEMPROK il a été prouvé que la coupole de granite de Cinovec n'est pas une simple intrusion mais qu'elle est composée de microgranite porphyrique et de granites à grain moyen qui diffèrent très probablement dans le temps et dans l'espace... Le granite de Cinovec est le résultat d'une succession de phases postmagmatiques (feldspathisation, albitisation, *zinnwalditisation*). Mais cet auteur *n'exclut pas la possibilité d'expliquer la structure générale du massif par la succession de deux intrusions granitiques successives, granite à biotite puis granite à zinnwaldite*. On serait ainsi ramené à une évolution en deux étapes analogue à celle que nous avons établie à Montebbras et Echassières.

Les *minéralisations* sont localisées dans la couronne supérieure de granite à albite et *zinnwaldite* à grain fin ou moyen, le long de filons plats, horizontaux dans la partie centrale de la coupole et qui s'infléchissent à sa périphérie. Il y a quelques filons verticaux. Le remplissage est constitué de quartz, *zinnwaldite*, topaze, feldspath potassique, wolframite et cassitérite.

Par ailleurs des amas de greisens suivent des zones de faiblesse parallèles au contact, tout en se maintenant assez loin de lui. Les amas les plus profonds sont les plus riches en lithium.

La description schématique de ces *trois coupoles*, parmi les plus typiques de l'Erzgebirge, montre qu'il existe un certain nombre de points communs entre elles et celles que nous étudions :

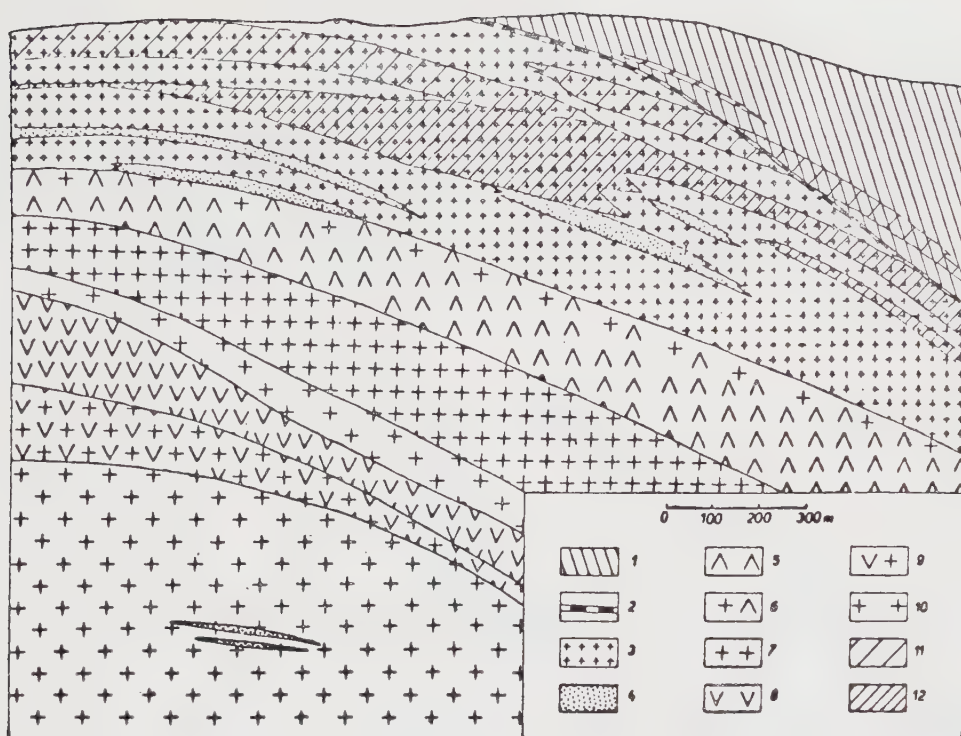


FIG. 52. — Schéma de la distribution des différentes variétés de granite à Cinovec (Zinnwald). D'après M. STEMPROK (1965).

1. — Porphyre de Teplice ; 2. — Bordure semblable à une pegmatite ; 3. — Granite à grain fin ou moyen, à Zinnwaldite fortement albitisé ; 4. — Zones à feldspath potassique ; 5. — Microgranite à Zinnwaldite albitisé ; 6. — Alternance de granite à grain moyen avec du microgranite ; 7. — Granite à grain moyen à Zinnwaldite et albite ; 8. — Microgranite à biotite ; 9. — Alternance de microgranite à biotite et de granite à grain moyen ; 10. — Granite porphyroïde ; 11. — Zone supérieure de greisens et filons plats ; 12. — Zone inférieure de greisens.

a) La présence d'un « stockscheider » à faciès de pegmatite au contact des intrusions et de leur encaissant ; c'est le cas à Montebbras, à Sadisdorf, à Ehrenfriedensdorf et à Zinnwald.

b) L'existence de plusieurs phases granitiques dont l'une, la plus précoce, donne naissance à des granites porphyroïdes ; c'est le cas à Montebbras et à Echassières ainsi qu'à Sadisdorf et à Zinnwald.

c) l'association des concentrations minéralisées avec un granite à grain moyen ou fin, riche en matières volatiles (Sadisdorf), à topaze (Ehrenfriedensdorf), à zinnwaldite et albite (Zinnwald) que nous aurions tendance à assimiler aux granites à albite et muscovite ou lépidolite de Montebbras et de Beauvoir.

d) une géochimie d'ensemble où le fluor tient le rôle essentiel, le lithium une place souvent importante, et dont le bore est pratiquement absent.

A l'inverse on retiendra d'autres faits qui différencient plus ou moins nettement ces deux familles de gisements :

a) l'importance des systèmes filoniens dans la localisation des minéralisations liées aux coupoles de l'Erzgebirge. Il n'y a qu'à Echassières, dans le stockwerk de la Bosse, que nous en trouvons l'équivalent.

b) le rôle capital de la greisénisation dans la fixation de l'étain, du tungstène et du lithium dans les gisements de l'Erzgebirge alors que, s'il est encore net à Montebbras, il est secondaire à Echassières où la phase principale de greisénisation est une phase tardive, stérile.

Malgré ces divergences particulières, la morphologie, la pétrographie et la géochimie d'ensemble de certaines coupoles de l'Erzgebirge et de celles de Montebbras et d'Echassières présentent de nombreuses analogies et l'on peut considérer qu'elles *appartiennent à la même famille métallogénique*.

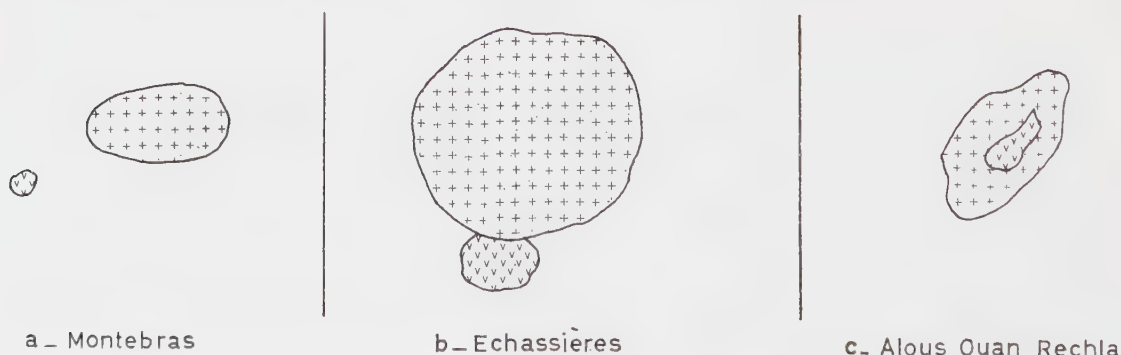
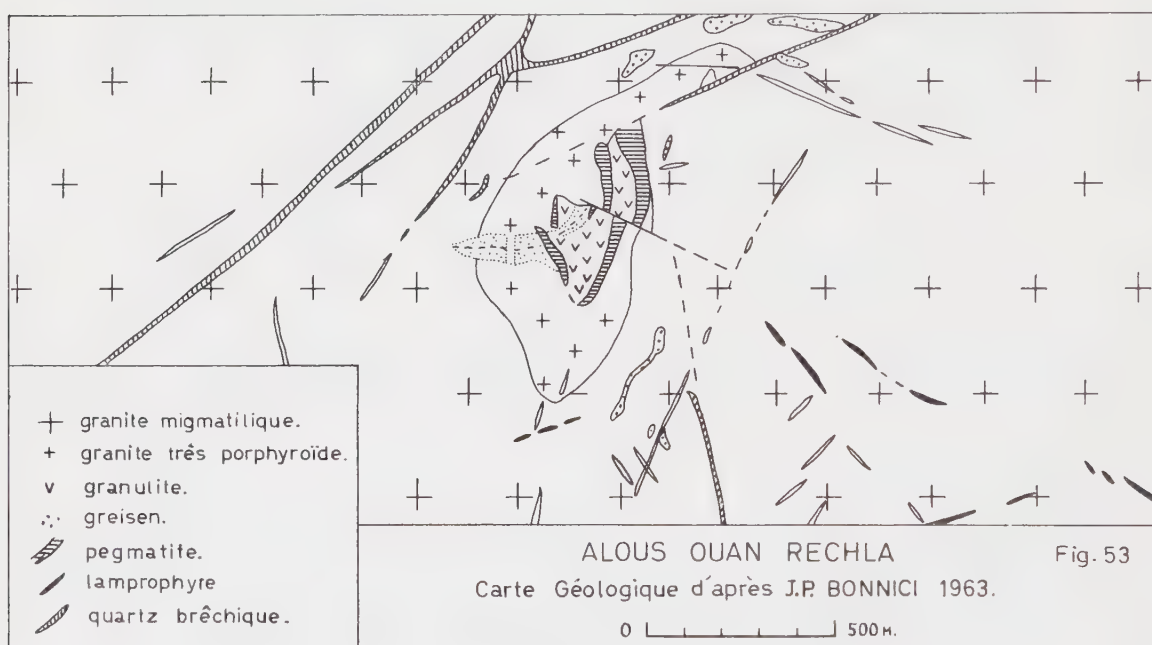


Fig. 54 Position schématique des coupoles de granite à albite  par rapport au granite porphyroïde à deux micas 

2-2) HOGGAR.

Dans son étude du gisement d'Alous Ouan Rechla au Hoggar, J.P. BONNICI (1963) décrit un massif granitique intrusif dans un granite migmatitique et dans lequel il distingue deux unités (fig. 53) : un granite porphyroïde à deux micas et un granite à albite, à grain moyen, disposé en coupole au milieu du premier. A leur contact se développe un « stockscheider » feldspathique et diverses minéralisations leur sont associées : cassitérite diffuse dans le granite à albite, micas lithinifères surtout localisés dans la zone de contact, béryl, et wolframite accompagnant un filon de quartz plus tardif. Il n'y a pas de tourmaline.

Pour J.P. BONNICI, la mise en place du massif s'est faite de la façon suivante :

- « 1) intrusion granitique ;
- 2) différenciation albitique ou seconde intrusion bordée d'une pegmatite essentiellement feldspathique ;
- 3) pneumatolyse de l'ensemble.

En lame mince, la « granulite » est constituée d'une multitude de petites albites entrecroisées, de topaze, de microcline, de quartz et de micas incolores... le quartz est subautomorphe et les contours sont soulignés par des pointillés concentriques de petites albites alignées... il y a également quelques petits grains de cassitérite... la teneur moyenne en étain est de 1 100 g/t ».

Les caractéristiques de ce massif sont donc très voisines de celles des massifs de Montebbras ou d'Echassières ; la différence essentielle réside dans la position relative de la coupole de granite à albite par rapport au granite porphyroïde à deux micas ; excentrée à Montebbras, tangentielle à Echassières, elle est interne à Alous Ouan Rechla. Il n'en demeure pas moins que le dispositif et la géochimie d'ensemble sont les mêmes (voir fig. 54).

Dans d'autres régions du Hoggar, RANOUX et GUÉRANGE (1956) ont rencontré de petits pointements de granite à albite auxquels sont liés des filons stannifères. Enfin BOISSONNAS (1962) signale dans le massif granitique d'In Tounine, minéralisé en étain et wolframite, une évolution complexe qui aboutit à la différenciation de plusieurs faciès : des granites fins à biotite dispersée, un granite grossier à biotite et des *granites albitiques*. Ces granites albitiques présentent des contacts francs avec les autres granites parfois soulignés par un lit de pegmatite probablement comparable à un « stockscheider ». BOISSONNAS lie la présence des minéralisations en cassitérite, topaze, fluorine et wolframite, localisées dans des filons et greisens, aux granites les plus riches en albite. Il n'y a pas de tourmaline.

2-3. — SIBÉRIE ORIENTALE (U.R.S.S.)

BEUS, SITNIN et autres (1962) décrivent en Sibérie Orientale des massifs granitiques, d'âge Kimméridgien, intrusifs dans des séries schistogréseuses primaires, présentant fréquemment des gisements en forme de coupole.

Dans ces massifs ils distinguent plusieurs unités granitiques parmi lesquelles des *granites porphyroïdes à deux micas*, d'autres à grain moyen, ainsi que des variétés fortement albitisées ou greisenisées, notamment des « *apogranites* » à *lépidolite-amazonite-albite* ou à albite-muscovite, *disposés dans les parties ultra-apicales des coupoles*. Des minéralisations en *lithium* (lépidolite et zinnwaldite) *tantale et niobium* (microlite et columbo-tantalite), *étain* (cassitérite), *béryllium* (béryl, chrysobéryl, bertrandite) et *tungstène* (wolframite) accompagnent ces apogranites, le plus souvent, dispersées dans toute la masse de la roche.

La *topaze* est toujours présente et le quartz forme des porphyroblastes corrodant les albites.

Les descriptions pétrographiques, tout en confirmant les grandes analogies qui existent entre ces roches et celles que nous avons rencontrées à Montebas ou à Echassières, font état de remplacements manifestes successifs de divers minéraux. Les auteurs soviétiques distinguent ainsi plusieurs générations de microcline, d'albite et de quartz dont ils ont pu suivre l'apparition aux niveaux divers du massif; ils sont ainsi amenés à conclure qu'il s'agit d'une évolution postmagmatique de granites originels à oligoclase et biotite, comprenant plusieurs *micro-clinisations* et *albitisations* et une *greisénisation*.

Les mêmes auteurs signalent l'existence de coupoles granitiques de même type, mais d'âge hercynien, en d'autres points de la Sibérie Orientale, dans le Kazakhstan et dans l'Oural. Ils semblent attacher une extrême importance à la recherche des gisements de ce type, dans lesquels ils voient la source de réserves considérables en éléments rares.

Leurs études montrent que la distribution des massifs intrusifs et coupoles est généralement contrôlée par un développement régional de fractures profondes et la superposition de structures plissées calédoniennes et hercyniennes. Elles mettent également en évidence qu'il « ne semble pas que les roches encaissantes aient exercé une influence notable sur le caractère ou sur l'intensité des processus postmagmatiques dans les granites ».

Structure en coupole, granite à albite et mica blanc (lépidolite ou muscovite), abondance du fluor, rareté du bore, minéralisations en étain, lithium, béryllium, tungstène, niobium et tantale, tous ces éléments sont autant de points communs à ces gisements et à ceux que nous étudions.

CHAPITRE III

CONSIDÉRATIONS GÉNÉTIQUES

LE trait apparent dominant de la métallogénie des gisements de Montebbras et d'Echassières est la *liaison étroite qui existe entre la localisation de leurs minéralisations et la présence de coupoles de granite à albite et mica blanc, satellites de massifs de granite porphyroïde à deux micas*.

Il convient donc de préciser, en premier lieu, l'origine possible de ces granites avant d'envisager celle des minéralisations et les conditions dans lesquelles elles ont pu se mettre en place.

1. — ORIGINE DES GRANITES A ALBITE ET MICA BLANC

Ce que nous avons appris en étudiant le granite à albite-muscovite de Montebbras et le granite à albite-lépidolite de Beauvoir peut se résumer en quatre points :

- leur *morphologie* apparente est celle d'un *granite* ;
- leur *minéralogie* est celle d'une *pegmatite* ;
- certains aspects de leur *chimisme* (hétérogénéité de composition) et du comportement de quelques uns de leurs minéraux (en particulier du quartz) se rapprochent de ceux d'une roche d'origine *métasomatique* ;
- leur *gisement intrusif* et les rapports existant entre la plupart de leurs minéraux sont identiques à ceux des roches considérées généralement comme *magmatiques*.

Granite ou pegmatite ? Origine métasomatique ou magmatique ? Comment est-il possible de concilier des aspects apparemment aussi contradictoires ?

1-1) *J'écarterai tout d'abord l'hypothèse d'une origine purement métasomatique, à partir d'un granite normal à biotite et oligoclase, évoluant par remplacements successifs intervenant au cours de processus métasomatiques postmagmatiques. C'est l'hypothèse que nous avons un moment retenue pour le granite à albite-lépidolite de Beauvoir (AUBERT, AUTRAN et BURNOL, 1965) en nous inspirant des descriptions et des interprétations des gisements de Sibérie Orientale par BEUS, SEVEROV et autres (1962). Mais dans les cas que nous étudions,*

les conditions de gisement, les rapports avec les roches encaissantes, et l'absence, même à l'échelle microscopique, de tout remplacement important de minéraux préexistants, rendent difficile la prise en considération d'une origine purement métasomatique pour ces granites à albite, tout au moins en ce qui concerne la première phase, à albite et mica blanc, de leur formation, étant entendu qu'il semble bien au contraire que, au cours des phases ultérieures (quartzification en particulier) des remplacements interviennent.

1-2) *Dans l'hypothèse plus raisonnable d'une mise en place de type magmatique*, on peut envisager, pour expliquer l'origine des granites à albite, deux solutions que nous exposerons brièvement faute de pouvoir les discuter d'une manière plus approfondie du point de vue thermodynamique et les appuyer sur des recherches expérimentales.

a) *Il peut s'agir d'une pegmatite* d'un type particulier ne présentant aucun des aspects morphologiques qui caractérisent généralement ces formations tant du point de vue gisement que du point de vue taille des cristaux.

On peut en effet s'étonner que ni le granite de Grand-Roche, ni surtout celui des Colettes, ne possèdent de cortège pegmatitique propre en dépit de leur richesse primaire en éléments volatils. Leur a-t-il manqué à la fin de leur cristallisation (ou bien est-elle intervenue trop tard) cette phase de détente, génératrice des fractures le long desquelles les pegmatites trouvent des conditions de gisement propres à leur maturation normale (LAPADU-HARGUES et RIVIÈRE, 1947). Dans ce cas les fluides pegmatitiques auraient pu s'accumuler et migrer en masse, plus ou moins à la manière d'un magma, pour former une véritable intrusion.

Cette conception s'accorderait bien avec ce que l'on constate à Montebbras où l'intrusion a justement emprunté une fissure de décollement entre deux roches et où la cristallisation débute par une phase pegmatitique classique aboutissant à la formation du stockscheider feldspathique au contact du granite du toit. Cette phase à faciès pegmatitique, potassique, manque à Echassières où la cristallisation commence directement par celle de l'albite et de la lépidolite, pour former une roche dont la composition minéralogique ne devait guère s'écarter de celle des pegmatites sodo-lithiques décrites par LACROIX (1922) et FERSMAN (1931).

b) *ou bien il s'agirait d'une remise en mouvement de matériel granitique*, résultat d'une refusion de ce « granite de la Bosse » que nous rendons déjà responsable, à la fin de sa mise en place, de la formation du stockwerk à wolframite qui couronne et que recoupe la coupole de granite à albite.

Cette refusion aurait pu intervenir à l'occasion soit d'un réchauffement provoquant un début de fusion à la limite des grains, soit plutôt d'un enrichissement en éléments alcalins et en éléments volatils.

On connaît et l'on constate fréquemment l'existence et les manifestations des phases alcalines que J.J. SEDERHOLM a groupées sous le nom de « phase deutérique », l'une des plus classiques conduit à l'albitisation des granites. F. LEUTWEIN (1965) soulignant l'importance de cette phase deutérique dans l'évolution des gisements stanno-wolframifères, rappelle qu'elle peut prendre la forme d'une *véritable anatexie endogène*. On peut donc imaginer que, à la suite d'une phase d'albitisation de ce type, de très grande intensité, et grâce à un enrichissement simultané exceptionnel en eau, fluor, phosphore, lithium..., une remobilisation et une fluidification, au moins partielles, de matériel granitique aient pu intervenir. Il y aurait remontée d'un magma ou mieux d'un « cumulat magmatique » où les cristaux d'albite seraient en suspension dans un milieu fluide enrichi en éléments volatils.

Cette hypothèse de formation rend relativement bien compte des caractères divergents des granites à albite de Montebbras et de Beauvoir ; elle illustre bien ce qu'écrivait E. RAGUIN (1957) en parlant du désaccord entre les métasomatistes et les magmatistes : « ce désaccord n'est pas fondamental à condition que les premiers admettent le rôle des pneumatolytes et que les seconds ne se représentent pas le magma granitique en cours de solidification comme

un bain fondu isolé dans un creuset ». Enfin cette hypothèse satisfait l'opinion, basée sur de nombreux faits d'observation, selon laquelle l'albitisation est une étape importante dans la formation de certains gisements d'étain et de métaux rares.

Nous ne disposons pas, dans l'état actuel de nos connaissances sur l'évolution en profondeur des granites à albite des deux gisements, d'arguments géologiques décisifs pour écarter ou retenir l'une plutôt que l'autre de ces solutions. Pour cette raison nous avons préféré, tout au long de notre texte, qualifier d'« alcaline », cette phase de formation du granite à albite, correspondant à la cristallisation de l'orthose, de l'albite, du mica blanc lithinifère ou non et du microcline, l'usage des guillemets soulignant toutefois notre incertitude sur le chimisme réel du milieu.

2. — ORIGINE DES MINÉRALISATIONS

Les principales opinions exprimées au sujet de la source possible des minéralisations périgranitiques sont au nombre de trois.

2-1) ORIGINE ANTÉ-GRANITIQUE.

C'est la théorie « cristallostructurale » de SULLIVAN (1948) qui suppose que les éléments tels que l'étain, le tungstène, le niobium, le tantale, le molybdène... préexistent dans les roches encaissantes antérieurement à la mise en place du granite ; en assimilant ces roches le granite refuserait d'admettre ces éléments et les expulserait en les concentrant autour de lui.

Cette idée a été retenue par P. ROUTHIER (1963) à propos d'Echassières ; tout en admettant que les minéralisations en tungstène du stockwerk de la Bosse peuvent résulter d'un apport d'origine granitique, et après avoir rappelé l'existence de schistes tungstifères au Ruanda (de MAGNÉE et ADERCA, 1960), il suggère : « que le métamorphisme, la mise en place de la granulite, et l'élévation de température aient fait cristalliser le tungstène dispersé à l'origine dans les strates argileuses, une partie de ce tungstène pouvant très bien aussi émigrer dans des filons ».

L'examen de la carte de distribution régionale du tungstène montre que les micaschistes, loin de l'influence du domaine granitique, ont une teneur très basse en cet élément et qu'il est donc très improbable qu'ils puissent être rendus responsables de l'énorme accumulation de tungstène que représentent le stockwerk de la Bosse et les zones anormales. Cette remarque est également valable pour l'étain, le lithium, le fluor, le béryllium etc...

2-2) ORIGINE POST-GRANITIQUE.

M. STEMPEK (1963), considérant que l'on ne pouvait pas prouver que la source des minéralisations se confond bien avec celle des granites et ne retenant que la localisation de leur gisement le long des zones de contact des massifs granitiques, a émis l'hypothèse que la source des solutions minéralisées était située probablement très profondément dans l'écorce terrestre et que la bordure des massifs granitiques ne leur avait servi que de chenaux d'apport jusqu'au sommet des coupes : « the distribution of tin, tungsten and molybdenum deposits around the granite contacts may have been caused by the role of the outer granite shell as the conducting channel of solutions ». Cette hypothèse a été reprise, en s'appuyant sur des arguments structuraux, par L. CHAURIS (1965) pour qui la mise en place des « granites et des minéralisations seraient alors deux processus connexes ».

Dans les cas des gisements de Montebraz et d'Echassières, rien ne permet de retenir une telle hypothèse. La distribution géochimique des éléments à l'intérieur des massifs fait évidemment bien apparaître des enrichissements le long des zones de bordure mais ce que l'on connaît de leur partie centrale ne suggère pas qu'elle se soit trouvée à l'écart du domaine d'influence des minéralisations.

2-3) ORIGINE GRANITIQUE.

C'est l'hypothèse la plus classique qui associe directement l'origine des minéralisations en étain, tungstène, lithium, béryllium, fluor, phosphore etc. avec celle des magmas dont sont issus les granites qui les accompagnent. DE LAUNAY (1913), EMMONS (1933), SCHNEIDERHÖHN (1944) et de nombreux autres auteurs se sont faits les défenseurs de cette tendance qui suppose que les fluides minéralisateurs sont, selon l'expression de P. ROUTHIER, des « extraits magmatiques ».

Compte tenu de ce que nous savons de la spécialisation géochimique précoce des massifs granitiques, à Echassières comme à Montebbras, cette filiation directe des minéralisations au magma est l'hypothèse génétique la plus vraisemblable pour les minéralisations étudiées. D'ailleurs la *présence d'éléments volatils dans le magma au moment même de la mise en place des granites semble être justement la condition nécessaire à son ascension* (WINCKLER, 1962) et à la formation des coupoles. Il est bien probable que, en l'absence de ces éléments, il n'y aurait pas eu de coupoles.

3. — CONDITIONS DE MISE EN PLACE DES MINÉRALISATIONS

Quelle que soit l'origine première des minéralisations que l'on retienne, se pose ensuite le problème des conditions de leur mise en place ; elles sont au centre d'une controverse de longue date entre les écoles d'Europe Occidentale, Nord-Américaine et Soviétique. L'essentiel de cette discussion porte sur l'existence ou la non existence d'une classe de *gisements pneumatolytiques*, sujet qui a été le thème de l'une des cinq questions au programme du Symposium organisé à Prague en 1963 sur « les problèmes des gisements postmagmatiques ».

Après avoir sommairement rappelé ce que l'on entend par gisement pneumatolytique, nous passerons en revue les diverses opinions qui s'opposent à son sujet avant de voir s'il est possible, dans le cas des gisements de Montebbras et d'Echassières, d'émettre un avis conforme ou original sur cette question.

3-1) LA NOTION DE GISEMENT PNEUMATOLYTIQUE.

En Europe Occidentale l'habitude prévaut depuis longtemps de désigner sous le qualificatif de « pneumatolytique » une catégorie de gisements d'étain, tungstène, lithium, molybdène..., directement liés aux intrusions granitiques acides et caractérisés par des paragenèses où l'on rencontre des minéraux dits « pneumatolytiques » tels que : cassitérite, wolframite, topaze, molybdénite, tourmaline, micas lithinifères etc. (SCHNEIDERHÖHN, 1941, RAGUIN, 1961).

A l'origine, le terme de pneumatolytique, créé par BUNSEN (1851), désignait les effets des gaz et vapeurs volcaniques sur les roches. L'utilisation du terme par VOGT (1894) et NIGGLI (1920) s'est élargie pour désigner tous les gisements que l'on pensait formés par l'action des gaz. Il suppose le *transport des métaux en solutions gazeuses* sous forme de combinaisons fluorées, chlorées, borées etc. et la décomposition de ces pneumatolytes dans les zones élevées par réaction d'hydrolyse du type de celle que DAUBRÉE avait proposée pour l'étain :



3-2) OPINIONS EN PRÉSENCE.

On peut les répartir, comme l'a fait M. STEMPROK (1963), en quatre groupes principaux :

a) Les dépôts de minerai de ce type sont formés exclusivement à partir de *solutions gazeuses* provenant d'un magma. C'est l'hypothèse classique qui conserve encore de nombreux partisans.

b) Les mêmes dépôts peuvent être formés à partir de *solutions liquides*. C'est la conception de la plupart des auteurs américains: LINDGREN (1933), SMITH (1947), INGERSON (1963) qui classent les gisements dits pneumatolytiques comme hydrothermaux de haute température.

c) Pour d'autres auteurs la division entre gisements déposés à partir de *gaz ou de liquide n'a pas de signification*; ils considèrent qu'il n'existe pas de vrais critères pour distinguer les produits de l'une ou l'autre phase (LAZARENKO, LAZ'KO et PIZNYUR, 1963).

d) Un dernier groupe est d'avis que ces gisements se forment au cours de plusieurs phases successives (parmi lesquelles des phases alcalines) et qu'il n'est donc pas normal de les classer en se basant sur une seule d'entre elles, d'autant que, dans les *conditions super-critiques* qui devaient être celles régnant au moment de la formation de ces gisements, *la phase gazeuse et la phase liquide tendent à se confondre en une phase fluide* dont les propriétés doivent être variables en fonction de ses constituants (H_2O , CO_2 , HF , $LiOH$ etc...)

3-3) CAS DE MONTEBRAS ET D'ÉCHASSIÈRES.

A Echassières il convient de distinguer les deux gisements superposés que constituent, d'une part le stockwerk wolframifère de la Bosse, d'autre part le granite à albite-lépidolite et métaux rares de Beauvoir dont le type est analogue à celui de Montebbras.

Le stockwerk wolframifère de la Bosse a été défini comme un gisement « pneumatolytique ». Sa paragenèse de quartz, wolframite, topaze et micas, s'accorde relativement bien avec la définition classique de ce type de gisement mais certains de ses caractères morphologiques se confondent avec ceux des gisements hydrothermaux.

Les minéralisations en étain, lithium, béryllium, niobium et tantale qui sont liées directement aux *granites à albite* appartiennent à plusieurs phases de leur évolution. La distinction que nous avons établie entre une *phase « alcaline »* précoce au cours de laquelle se déposent l'albite, la lépidolite ou la muscovite, les feldspaths sodi-potassiques ainsi que la plus grande part de l'étain, du niobium et du tantale, et une *phase « pneumatolytique »* plus tardive, responsable de la quartzification, de la greisénisation, du dépôt du béryllium, d'une part du lithium et de l'étain, est conventionnelle, car, dans l'état actuel de nos connaissances aucun de ces deux qualificatifs ne nous semble satisfaisant. Quelle est la part du magmatisme dans la première phase, de l'hydrothermalisme dans la seconde ? Existe-t-il des états intermédiaires ?

On peut seulement retenir que le bilan géochimique met en lumière l'importance des éléments volatils, dits « pneumatolytes », dans l'évolution de ces granites et de leurs minéralisations, que certains minéraux renferment de nombreuses inclusions fluides et gazeuses et qu'il est donc hautement probable qu'à un moment ou l'autre de cette évolution une phase gazeuse ou mieux une *phase fluide supercritique ait joué un rôle important*.

En conclusion aucun des termes en usage tels que « magmatique », « pneumatolytique », « pegmatitique », « départ acide », « inclusions », « postmagmatique » etc... ne rend compte des divers aspects de la minéralisation soit qu'il ait une signification génétique trop précise, soit qu'il ne recouvre pas la totalité des phases qui se sont succédées pour former les gisements étudiés. La qualification de « *tardi-magmatique* » (1) proposée par P. ROUTHIER (1963) englobe bien l'ensemble des phénomènes en mettant l'accent sur le fait que *ces gisements sont liés aux étapes finales de l'évolution des magmas*, mais, comme le fait remarquer cet auteur, il vaut mieux faire appel à leurs caractères « naturels » pour définir leur type d'une manière plus pré-

(1) Elle n'implique pas, comme celle de post-magmatique, que les minéralisations soient obligatoirement postérieures à la cristallisation du magma.

cise. Les caractères qui nous semblent devoir être retenus pour la définition d'un *type commun Beauvoir-Montebbras* sont les suivants :

- la dispersion des minéralisations dans les granites à albite et mica blanc.
- la structure en coupole de ces granites.
- leur géochimie dominée par le fluor et le lithium.

Il s'agit donc de *gisements d'imprégnation dans des coupoles de granites à albite et mica blanc, à fluor-lithium et éléments rares (Sn, Be, Nb, Ta...)*

Cette définition ne s'applique évidemment pas au gisement de tungstène de la Bosse dont le type peut être ainsi schématisé : *stockwerk filonien wolframifère périgranitique à gangue quartzreuse, quartzo-micacée ou quartzo-feldspathique.*

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

JE voudrais dégager de ce qui précède les résultats qui apparaissent susceptibles de contribuer à une meilleure définition de la nature et de l'évolution des granites ayant une efficacité métallogénique et les méthodes permettant de mettre en évidence les concentrations minéralisées dont ils peuvent être le siège.

Ces résultats acquis au cours de l'étude de deux gisements ne prétendent pas pouvoir être appliqués à toutes les formes de minéralisations liées aux granites mais nous pensons qu'ils sont valables, dans leur ensemble, à celles qui sont associées à des coupoles granitiques.

Du point de vue définition et évolution des massifs granitiques à efficacité métallogénique, le schéma que nous proposons implique une origine magmatique pour les granites et pour les minéralisations en étain, tungstène, lithium, béryllium, niobium et tantale qui les accompagnent.

1. — A partir d'un magma granitique géochimiquement spécialisé, c'est-à-dire renfermant déjà tous les éléments rares, et en particulier les éléments volatils, dont le rôle ira grandissant au cours de son évolution, se forme ou se met en place un granite porphyroïde à biotite puis muscovite qui fixe déjà une partie importante de chacun de ces éléments.

2. — Dans une deuxième étape, précédée ou non par un épisode microgranitique, intervient une intrusion satellite de granite à albite et mica blanc qui se localise dans des coupoles, à l'intérieur, en bordure ou à l'extérieur des limites du granite porphyroïde. Ce granite à albite, à muscovite ou à lépidolite, pourrait être le résultat d'une évolution en plusieurs phases d'un magma ou mieux d'un cumulat magmatique, essentiellement albitique et très riche en éléments volatils ; il peut développer à son contact un « stockscheider » à faciès de pegmatite. Les accumulations minéralisées, sauf celles de tungstène, sont directement liées à lui. Les minéralisations en tungstène, lorsqu'elles sont présentes, sont associées à des phases plus anciennes de l'évolution du massif.

3. — La géochimie d'un tel ensemble est dominée par la présence en grande abondance, et à tous les stades de son évolution, du fluor, et, à un moindre degré, du lithium.

Du point de vue de la méthodologie appliquée à la recherche minière. L'étude scientifique de ces gisements est à l'origine de la découverte d'importantes concentrations minéralisées en étain, lithium, béryllium, niobium et tantale dont les perspectives économiques sont positives.

Par ailleurs les renseignements pratiques que l'on peut tirer de nos recherches sont de deux sortes :

1. — Nous soulignons l'intérêt de la recherche des granites à albite au voisinage des massifs de granite porphyroïde à deux micas et de l'étude de leurs caractéristiques structurales, pétrographiques et géochimiques.

2. — Nous avons démontré d'une façon concrète qu'il existe d'importantes auréoles de dispersion primaire des principaux éléments recherchés autour d'un ensemble granitique très minéralisé comme celui d'Echassières alors qu'il n'en existe pas autour d'une anomalie d'une moins grande ampleur comme celle de Montebbras.

L'auréole de dispersion de la plupart des éléments (F, Li, Sn, W, As...) déborde très largement les limites d'affleurement de l'ensemble du massif. Autour de la coupole de Beauvoir, des zones anormales de haute intensité circonscrivent les concentrations minéralisées maintenant connues et laissent espérer la découverte de coupoles analogues sous la couverture de micaschistes.

BIBLIOGRAPHIE

- AHLFELD F. (1934). — *Neues Jb. Mineral. Geol. Paläontol. Abhdlg., Abt. A., Dtsch.*, **68**, p. 268.
- AHLFELD F. (1958). — Zinn und Wolfram. *Die metallischen Rohstoffe*, **11**, Stuttgart.
- AUBERT G. (1962). — Données nouvelles sur le gîte de lithium et étain de Montebbras (Creuse). *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 1.
- AUBERT G., AUTRAN A., BURNOL L. (1965). — L'albite quartzique à lépidolite de Beauvoir. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **260**, p. 6158-6161.
- AUBERT G., BONNICI J.P. (1963). — Observation sur les phénomènes d'albitisation, les minéralisations en fluor, étain, tungstène et la découverte du béryl dans le massif granitique d'Echassières (Allier). 88^e Congr. Soc. Savantes, Clermont-Ferrand, **2**, p. 321-324.
- AUBERT G., BONNICI J.P., DEMANDER M., LAURENT Y. (1963). — Sur la présence de gorceixite à Montebbras (Creuse), de chalcosidélite à Echassières (Allier). 88^e Congr. Soc. Savantes, Clermont-Ferrand, 1963.
- AUBERT G., BURNOL L. (1960). — Etude de la concession des Mines d'étain et tungstène de Vaulry et Cieux (Haute-Vienne). *Rapport B.R.G.M. A 1630*. Inédit.
- AUBERT G., BURNOL L. (1964). — Observations sur les minéralisations en béryllium du massif granulitique d'Echassières. Découverte de herdélite. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **258**, p. 272-273.
- AUBERT G., CONTAMINE L. (1958). — Concession d'antimoine de Nades (Allier). Rapport d'étude. *Rapport B.R.G.M. A 1401*. Inédit.
- AUBERT G., DEMANDER M., ROQUES M. (1966). — Les enclaves dans le granite à albite de Montebbras. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, n° 3.
- AUBERT G., PHAN K.D., GEOFFROY J. (1964). — Sur la localisation de l'or dans le minerai du Châtelet (Creuse). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **87**, p. 623-624.
- AUBOIN J. (1961). — Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **3**.
- BARSUKOV V.L. (1957). — Géochimie de l'étain. *Geokhimiya, S.S.S.R.*, n° 1.
- BARSUKOV V.L. (1958). — Neues aus der Geochemie des Zinns. XX^e Congr. Intern. Geol. Mexico. Symposium de exploracion geoquimica, **1**, p. 29-40.
- BARSUKOV V.L., PAVLENKO L.J. (1956). — Répartition de l'étain dans les roches granitoïdes. *Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.*, **109**, n° 3, p. 589-592.
- BATEMAN A.M. (1942). — *Economic Mineral Deposits*. New York.
- BEAUMONT E. de (1847). — Notes sur les émanations volcaniques et métallifères. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **4**, n° 2, p. 1249.
- BECKER G.F. (1898). — Reconnaissance of the gold fields of Southern Alaska with some notes on general geology. *Geol. Surv., U.S.A., 18th An. Rept.* Part. 3, p. 37-40.
- BEUS A.A. (1961)a. — Géochimie du lithium dans les processus de métasomatose post-magmatiques. — *Inst. Mineral. Geokhim. Kristallokhim. redk. Elem., Trudy, S.S.S.R.*, n° 7, p. 50-61.
- BEUS A.A. (1961)b. — Distribution of beryllium in granites. *Geokhimiya, S.S.S.R.*, n° 5, p. 415-419.
- BEUS A.A. (1964). — Distribution of Li in igneous rocks. *Geokhimiya, S.S.S.R.* (8), p. 825-827.
- BEUS A.A., SEVEROV E.A., SITNIN A.A. (1962). — Granites albitisés et greisénisés (apogranites). *Izd. Akad. Nauk. S.S.S.R. Moscou*, 1 vol., 196 p.
- BLACK R. (1963). — Note sur les complexes annulaires de Tchouni-Zarninski et de Gouré (Niger). *Bull. B.R.G.M., Fr.*, n° 1.
- BLACK R., JACOBSON R.R.E., MACLEOD W.N. (1958). — On ring Complexes in Northern Nigeria. *Geol. Soc. London*, **65**, p. 611.

- BOINEAU R., NICAISE J. (1950). — Les schistes cristallins du plateau d'Aigurande au Sud de la Châtre et de Chateaufort. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, **16**, n° 1, 2, 3, et 4.
- BOISSONNAS J. (1962). — Contribution à l'étude du granite d'In-Tounine (Hoggar central). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie* (Nouvelle série). *Bull.* n° 30, travaux des collaborateurs 1960 et 1961.
- BOLDUAN H. (1954). — Genetische Untersuchung der Wolframitlagerstätte Pechtelsgrün unter besonderer Berücksichtigung der Verteilung des H/F-Koeffizienten und der Spurenelemente Niob und Tantal in Wolframit. *Freiberger Forsch. H., C. Dtsch.* **10**.
- BONNICI J.P. (1963). — L'intrusion granulitique d'Alous Ouan Rechla (Feuille Laouini-Hoggar). *Rapport B.R.G.M.* Inédit. 17 janvier 1963.
- BONNICI J.P., DOUCET S., GONI J., PICOT P. (1964). — Etude géochimique et minéralogique sur la dégradation de la cassitérite. Evolution du gel qui en dérive (varlamoffite). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.* **87**, p. 355-364.
- BOULANGER (1844). — Statistique générale et minéralogique du département de l'Allier. Desrosiers éd., Moulins.
- BOUGNÈRES L. (1950). — Les granites de l'extrémité orientale de la chaîne de la Marche dans la Creuse et l'Allier. *Rev. Sci. Nat., Auvergne*, **16**.
- BRAUER H. (1957). — Geochemische Untersuchung am Glimmer einiger westertgebirgischen Granite. Diplomarbeit Berg-Akademie Freiberg.
- BRIAN MASON (1958). — Principles of geochemistry. 2^e éd.
- BUNSEN R. (1851). — Ueber die Prozesse der vulkanischen Gesteinbildung Islands. *Ann. Phys. u. Chem.*, **83**, p. 238-265.
- BURAT J. (1887). — Etude géologique du coteau de Montbras (Creuse). *Rev. Univ. Mines*.
- BURNOL L. (1965). — Echassières (Allier). Etat des recherches pour béryllium en avril 1965. *Rapport B.R.G.M.* — D.R.M.M. 65 A 7. Inédit.
- BUTLER J.R. (1953). — The geochemistry and mineralogy of rock weathering. 1. The Lizard area, Cornwall. *Geochim. Cosmochim. Acta ; G.B.*, **4**, p. 157.
- CANTAGREL J.M. (1963). — La mine de wolframite des Montmins et son cadre géologique. Clermont Ferrand.
- CARETTE G. (1946). — Relations entre la minéralisation et les venues éruptives du massif des Montmins (Allier). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **21**, **69**, p. 21.
- CARON (1875). — *C.R.* **61**, p. 1064 — Cité par LACROIX (1908).
- CHAURIS L. (1965). — Les minéralisations pneumatolytiques du Massif Armoricain. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 31.
- CHAURIS L., DUPUY C.L. (1964). — Observations préliminaires sur la géochimie du lithium dans les formations granitiques de Bretagne occidentale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **258**, p. 2135-2137.
- CHENEVOIX (1958). — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central Français. *Mém. Expl. Carte géol. France*, Paris. Imp. Nationale.
- CLOUGHT Q.T., MAUFE H.B., BAILEY E.B. (1909). — The Cauldron Subsidence of Glan Coe and the associated Igneous Phenomena. *Quart. J. geol. Soc., London*, **115**, p. 611.
- DABROWSKY (1952). — Etude géologique de la Marche au Sud de Montluçon. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, **17**.
- DALY R.A. (1914). — Igneous Rocks and their Origin. 1 vol. New-York.
- DAUBRÉE A. (1841). — Mém. sur le gisement, la constitution et l'origine des amas de minerai d'étain. *Ann. des Mines* (3^e série), **2**, p. 65.
- DAUBRÉE A. (1869). — Sur le kaolin stannifère de la Lizole et d'Echassières. *C.R.* 10 mai 1869.
- DELORME B., EMBERGER A. (1949). — La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande (Indre). *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, **15**, p. 43-78.
- DEMANDER M. (1955). — Sur un gisement de pegmatite très minéralisé à Montbras (Creuse). *Bull. Suisse Minér. et Petrogr.*, **35**, fase.
- DEMARY (1948)a. — Les grandes lignes de la tectonique antéstéphanienne du Massif-Central. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- DEMARY (1948)b. — Sur la tectonique anté-hercynienne, probablement précambrienne, de l'Auvergne et du Bourbonnais. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **226**.
- DEREC C., SARCIA J.A., TROLY G. (1964). — Considérations théoriques sur le traitement de l'information métallogénique. *Rapport B.R.G.M.* DS 64 A 4. Inédit.
- DIDIER J. (1964). — Etude pétrographique de quelques granites du Massif-Central Français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 23, p. 250.
- DIDIER J., ROQUES M. (1959). — Sur les enclaves des granites du Massif Central Français. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **248**, p. 1389.
- DUBOSCLARD J. (1954). — Etude pétrographique du microgranite de Pouzol Servant (Puy-de-Dôme). Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Ferrand.

- DUFRENOY, ÉLIE DE BEAUMONT (1841). — Explication de la carte géologique de France.
- EDWARDS A.B. (1954). — Textures of the ore minerals and their significance. Melbourne.
- EMMONS W.H. (1937). — Gold deposits of the world. New York — London.
- EVYARD P. (1950). — Aspects particuliers du wolfram du gisement des Montmins (France). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **74**, novembre 1950.
- FIALA F. (1958). — The main types of rocks in the wider vicinity of Prameny in the Cisarsky Les. *Geol. Práce Ceskosl.*, n° 50, p. 555-570.
- FLEISCHER M., STEVENS K.E. (1962). — Summary of new data on rock samples G I and W I. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.-B.*, **26**, p. 525-543.
- FOSTER M.D. (1960). — Interpretation of the composition of lithium micas. *Geol. Surv., prof. Paper, U.S.A.*, p. 354 E.
- GANEV I.G. (1963). — On the possible transport of substances in the form of complicated complex compounds. *Symposium de Prague*, **11**, p. 391-395.
- GANEV I.G. (1964). — Primary geochemical specialization of granitic magma. In « *Metallogeniya specialy magn. Kompleksov* » Moscou, Izdat « Nedra », p. 85-91.
- GARDE G. (1915). — Le laccolite de Pouzol-Servant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4^e série), **14**, p. 448.
- GARDE G. (1934). — Carte géologique de la France : feuille de Gannat (2^e éd.). *Bull. Soc. géol. Fr.*
- GINZBURG I.I. (1960). — Principles of geochemical prospecting — London.
- GOLDSCHMIDT V.M. (1954). — Geochemistry — London.
- GOLDSCHMIDT V.M., HAUPTMANN H., PETERS C. (1933). — Ueber die Berücksichtigung « seltener » Elemente bei Gesteins-Analysen. *Naturwissenschaften*, **21**, p. 363.
- GOLOUBINOFF V. (1937). — Sur la prospection géochimique différentielle des gîtes minéraux. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **204**, p. 1057-1077.
- GONI J. (1966). — Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques. *Mémoires du B.R.G.M.*, n° 45.
- GORANSON R.W. (1931). — The solubility of water in granite magmas. *Amer. J. Sci.*, **22**, p. 481-502.
- GOVOROV I.N. (1963). — Physico-chemical properties of aqueous solutions under abyssal conditions and pneumatolytic stage in the ore forming process. *Symposium Postmagmatic ore Deposition*, **2**, Prague 1963.
- GOVOROV I.N., STUNZHAS A.A. (1963). — Formes de transport du béryllium dans la métasomatose alcaline. *Geokhimiya S.S.S.R.*, n° 4, Trad. S.I.G., n° 4460.
- GRIGOREV I.F. (1953). — Les greisens, leurs types minéralogiques et leurs conditions de formation. *Bjull. Moskovsk. Obshch. Ispytatel. Prirody. Otd. geol.*, **28**, n° 1, p. 3-40. Trad. S.I.G. n° 2829.
- GRILOT H., BEGUINOT J., BOUCETTA M., ROUQUETTE C., SIMA A. (1964). — Méthodes d'analyse quantitative appliquée aux roches et aux prélèvements de la prospection géochimique. *Mém. B.R.G.M. Fr.*, n° 30.
- GROLIER J. (1955). — Etude géologique de l'extrémité occidentale du plateau de Guéret et de la chaîne de la Marche. *Dipl. Géol. Petro. Clermont*.
- GROLIER J. (1962). — Observations nouvelles sur la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **59**, n° 269.
- GROLIER J. (1962). — Observations sur la tectonique des micaschistes de l'anticlinal de la Bosse, près d'Echassières (Allier). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, p. 519.
- HAWKES H.E. (1957). — Principles of geochemical prospecting. *Geol. Surv. Bull. U.S.A.*
- HESS F.L., STEVENS R.E. (1937). — A rare alkali-biotite from Kings Mountain, North. *Amer. Mineralogist*, **22**, p. 1040-1044.
- HORSTMAN E.L. (1957). — The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta G.B.*, **12**, n° 1, 2.
- HOSKING K.F.G. (1965). — The Search for tin. *Mineral. Mag. G.B.*, **113**, n° 4, 5 et 6.
- INGERSON E. (1947). — Liquid inclusions in geologic thermometry. *Amer. Mineral.*, **32**, p. 375-388.
- INGERSON E. (1963). — The concept of a separable pneumatolytic stage in post-magmatic ore formation. *Symposium. Postmagmatic ore deposition*, **2**, Prague.
- IVANOV G.F. (1963). — Content of tin, tungsten and molybdenum in granites enclosing tin tungsten deposits. *Geokhimiya, S.S.S.R.*, n° 5, p. 470-477.
- JÄGER J.L. (1953). — Un processus de remplacement dans le massif granitique des Montmins (Allier). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 345-389.
- JÄGER J.L. (1959). — Note préliminaire pour l'interprétation de la carte gravimétrique au 1 / 10 000 des environs de Montebbras (Creuse). *Rapport B.R.G.M.*, GPH 40. Inédit.
- JOHANSEN A. (1932). — A descriptive petrography of the igneous rocks.
- JUNG J. (1936). — Itinéraire géologique à travers la Basse-Auvergne et la montagne Bourbonnaise. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, **1**, n° 5.

- JUNG J. (1946). — Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*
- JUNG J. (1958). — Précis de pétrographie. Masson et Cie, Paris.
- JUNG J., ROQUES M. (1936). — Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central Français. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, **2**, p. 38-85.
- KEMMEL T. (1961). — Geologie, Petrographie und Geochimie der Zinnerzlagertstätten Tannenberg (Vogtland). *Geologie, Beih., Dtsch.*, n° 30.
- KORZHINSKIY D.S. (1955). — An outline of metasomatic processes. *Trad. (1965) Internat. Geology Rev.*, **6**, n° 10, 11, 12.
- KORZHINSKIY D.S. (1963). — General regularities of postmagmatic processes. *Symposium Postmagmatic ore deposition*, **2**, Prague.
- LACROIX A. (1893-1895). — Minéralogie de la France.
- LACROIX A. (1908). — Topaze de Montbelleux (Ille-et-Vilaine) et des Colettes (Allier). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **31**, p. 350.
- LACROIX A. (1922). — Minéralogie de Madagascar.
- LAFFITTE P. (1957). — Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson et Cie, Paris.
- LAFFITTE P. (1960). — La formation des « minéralisateurs » et des fluides juvéniles. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **88**.
- LAMEYRE J., ROQUES M. (1964). — La muscovitisation des granites de la Pierre-qui-Vire (Yonne, Nièvre) et d'Echassières (Allier). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **258**, p. 6479.
- LAPADU-HARGUES P., RIVIÈRE A. (1945). — Sur l'interprétation des apports dans les séries métamorphiques et l'origine des injections pegmatitiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **221**, p. 241.
- LAUNAY L. de (1888). — Excursion aux Colettes et à Menat. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **16**, p. 1064-1073.
- LAUNAY L. de (1892). — Carte géologique de la France au 1/80 000. Feuille de Monthluzon n° 145.
- LAUNAY L. de (1894). — Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000. Feuille de Gannat. *Serv. Carte géol. Fr.*
- LAZARENKO E.K., LAZKO E.M., PIZNYUR A.V. (1963). — On the question of pneumatolytic processes of mineralisation and on pneumatolytic deposits. Symposium. Problems of postmagmatic ore deposition. **1**, Prague.
- LEUTWEIN F. (1951). — Die Wolframit-Gruppe. *Freiberger Forsch., Dtsch.*, **C 3**, p. 8-19.
- LEUTWEIN F. (1965). — Les caractéristiques géochimiques de l'évolution des gisements d'étain et de wolfram de l'Erzgebirge (Allemagne). *Sci. Terre, Fr.*, **10**, n° 1.
- LEVY C. (1956). — La stannite jaune du gisement de Vaulry (Haute-Vienne). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **49**, p. 383-391.
- LIESEGANG R.E. (1913). — Geologische Diffusionen, p. 180.
- LINDGREN W. (1933). — Mineral deposits — New York and London.
- LITTLE W.M. (1960). — Inclusions in cassiterite and associated minerals. *Econ. Geol.*, **55**, p. 485-509.
- LYAKHOVICH V.V. (1963). — Petrographic and mineralogical features of amblygonite and spodumene carrying granites. *Izvest. Akad. Nauk. S.S.S.R., Serv. geol.*, n° 3, p. 63-83.
- MALLARD E. (1865). — Note sur les gisements stannifères du Limousin et de la Marche. *Ann. Mines Fr.* (6^e série), **10**, p. 321.
- MALLARD E. (1869). — Géologie de la Creuse. Journal de voyage d'E. MALLARD (1857-1860), publié par G. MOURET. *Mém. Soc. Sci. nat. archéol. Creuse*, **22**, 141 p.
- MATHERON G. (1955). — Application des méthodes statistiques à l'évaluation des gisements. *Ann. Mines Fr.*, **12**, p. 51.
- MOTHES J. (1962). — Prévisions et décisions statistiques dans l'entreprise. Ed. Dunod.
- MOURET G. (1925). — Révision feuille Clermont au 1/320 000. *B.S.C.G.F.*, **29**.
- MOURET G. (1927). — Révision feuille Clermont au 1/320 000. *B.S.C.G.F.*, **30**, n° 162.
- MOURET G., RAGUIN E. (1926). — Sur le prolongement à l'Ouest de la zone de dislocation de Boussac (Creuse). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **182**.
- MOUSSU R. (1965). — Les gisements d'étain et de wolfram de Saxe et de Bohême. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, n° 4.
- MUNCK F. (1959). — Compte rendu de mission à Montebbras, *Rapport B.R.G.M.*, inédit GPH 38.
- NICOLAS J., ROSEN A. de (1963). — Phosphates hydrothermaux de basse température et kaolinisation : la gorceixite du massif des Colettes (Allier) et les minéraux associés (hinsdalite). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **86**, p. 379-385.
- NICOLAS J., ROSEN A. de (1963). — Le massif granitique des Colettes (Allier) et ses minéralisations. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **86**, p. 126-128.

- OELSNER O.W. (1952). — Die pegmatitischen, pneumatolytischen Lagerstätten des Erzgebirges. *Freiberger Forsch., Dtsch.*, C 4.
- ORCEL J. (1935). — La stannite de certains gisements d'étain de la France métropolitaine et coloniale. 68^e Congr. Soc. Savantes.
- PHAN K.D. (1963). — Etude des oligoéléments des granites de Tarnouadjii (Niger). *Rapport B.R.G.M.* inédit. M 6112.
- PHAN K.D. (1965). — Distribution des traces d'étain, de lithium et de béryllium dans quelques massifs granitiques du Morbihan. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, n° 5.
- PRUVOST P. (1959). — La lente construction de l'Europe au cours des temps géologiques. *Revue Univers. Mines, Belg.*, 9, 15, n° 8.
- RAGUIN E. (1944). — Le massif de granite des Montmins (Allier) et ses filons métallifères. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 14, n° 216.
- RAGUIN E. (1957). — Géologie du granite. Paris. Masson et Cie, 2^e édit.
- RAGUIN E. (1961). — Géologie des gîtes minéraux. Paris. Masson et Cie, 3^e édit.
- RANKAMA K., SAHAMA T.G. (1950). — Geochemistry, Univ. of Chicago Press. Chicago.
- RANOUX J., GUERANGE B. (1956). — Rapport de fin de mission 1955-1956. *B.R.M.A. Alger*. Inédit.
- RICHARD J. (1938). — Etude de la série cristallophyllienne renversée de la vallée de la Sioule aux confins de l'Auvergne et du Bourbonnais. *Rev. Sci. Nat. Auvergne*, 4, n° 1.
- RICHEY J.E. (1948). — Scotland. The Tertiary volcanic District. The Regional geology of Great Britain (Geol. Surv. and Museum Edinburgh).
- ROSEN A. de (1965). — Evolution continue d'un massif granitique et succession minérale : le massif des Colettes (Echassières, Allier). Première partie : granite et micaschistes. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.* 88, p. 678-687.
- ROUTHIER P. (1963). — Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherches. Paris. Masson et Cie.
- SACK H. (1958). — Lagerstätten genetische Bearbeitung des Zwitterstockes von Altenberg Erzgeb. Diplomarbeit Bergakademie, Freiberg.
- SAHAMA T.G. (1945). — Spurenelemente der Gesteine im südlichen finnisch. Lappland. *Bull. Commis. geol. Finl.*, 135.
- SANDBERGER (1878). — Ouvrage cité dans FUCHS et DE LAUNAY — Traité des gîtes minéraux 1893., 9, p. 110. Ed. Ch. Beranger.
- SARCIA J.A. (1957). — Les gîtes lithinifères du S.-E. des monts d'Ambazac. *Mines et Métallurgie, Fr.*, n° 3511, p. 723-728.
- SCHNEBELE E. (1922). — L'iodargyrite des Montmins près d'Echassières (Allier). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 45, p. 62-72.
- SCHNEIDERHÖHN H. (1941). — Lehrbuch der Erzlagerstätten-Kunde. Iéna.
- SCHNEIDERHÖHN H. (1944). — Erzlagerstätten. 1 vol. Iéna.
- SCHRÖCKE H (1954). — Zur Paragenese erzgebirgischer Zinnerzlagerstätten. *Neues Jb. Mineral. Abhdlg., Dtsch.*, 87, n° 1.
- SHAW D.M. (1964). — Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson et Cie. Paris.
- SIROONIAN H.A. et al. (1959). — Geochemistry and source of the Preissac-Lacorne Région. *Canad. Mineralogist*, 6, pt 3, p. 320-338.
- SMITH F.G. (1947). — Transport and deposition of the non sulfide veins materials. II, cassiterite. *Econ. Geol. U.S.A.*, p. 251-264.
- STANUDIN B. (1960). — Etude géophysique à Montebraz par la méthode des sondages électriques. *Rapport B.R.G.M.* inédit — A 1736.
- STEMPROK M. (1959). — Etude génétique des filons horizontaux de Cinovec dans l'Erzgebirge. *Sborník Ustředního Ústavu Geologického, Svazek*, 26.
- STEMPROK M. (1960). — On the genesis of the ore deposit of Cinovec (Zinnwald). Intern. Geol., 21^e Sess., Norden.
- STEMPROK M. (1963). — A pneumatolytic phase in the classification of ore deposits. *Symposium. Problems of Postmagmatic Ore Deposit*, 1, Prague.
- STEMPROK M. (1965). — On the relation of tin — tungsten — molybdenum ore deposition to granites. *Krystalinikum*, 3, p. 163-183.
- STEMPROK M., VANECEK M. (1963). — Review of opinions on the question « Reasons for and against the distinguishing of a pneumatolytic phase in the classification of postmagmatic processes. *Symposium Problems of Postmagmatic Ore Deposition*, 2, Prague.
- STROCK L.W. (1937). — Distribution of lithium in rocks and minerals as revealed by quantitative Spectrum analysis. *Amer. Mineralogist*, 22, p. 212.

- SULLIVAN C.J. (1948). — Ore and granitization. *Econ. Geol.*, **43**, n° 6, p. 471-498.
- TERMIER P. (1902). — Sur la néotantalite, espèce minérale nouvelle. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **25**, p. 34.
- TUTTLE O.F., BOWEN N.L. (1958). — Origin of granite in the light of experimental studies. *Geol. Soc. Amer., Mem.* n° 74.
- VIALETTE M.Y. (1963). — Ages absolus par la méthode au strontium des lépidolites du Massif-Central Français. *C.R.*, 88^e Congr. Nat. Soc. savantes, Clermont-Ferrand, **2**, p. 275.
- VIALLEFOND L. (1963). — Etude géologique et métallogénique de l'Albigeois. Région de Montredon-Labes-sonnie (Tarn). Thèse 3^e Cycle. Université de Paris.
- VINCIENNE H., PELISSONNIER H. (1954). — Etude microscopique de la minéralisation du filon des Chaillats (Puy-de-Dôme) à la bordure sud du granite des Montmins et de quelques accidents sulfurés dans les filons de quartz à wolfram au voisinage de Montboucher (Creuse). *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **77**, p. 1337-1362.
- VOGT J.H.L. (1894). — Ueber die durch pneumatolytische Prozesse an Granit gebundenen Mineral-Neubildungen. *Zeitschr. prakt. Geol.*, **2**.
- WESTERWELD J. (1936). — The granites of the Malayan tin — belt — compared with tin granites from other regions. *Kgl. nederl. Akad. Wetensch., Ptoc.* — Amsterdam, **39**.
- WINKLER H.G. (1962). — Viel Granit und wenig Prophyr; wenig Gabbro und viel Basalt. *Beitr. Mineral. Petrogr. Dtsch.*, **8**.
- WYART J. (1955). — Cristallisation par voie hydrothermale d'un verre naturel et origine du granite. *Sci. Terre, Fr.*, n° hors-série, Nancy, p. 117-187.
- WYART J., SABATIER G. (1957). — Sur la fusion des roches éruptives et en particulier du granite. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **80**, p. 399-401.
- WYLLIE P.J., TUTTLE O.F. (1964). — Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. *Amer. J. Sci.*, Part. 3, **262**, p. 930-939.
- YANG KIEH (1932). — Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du plateau d'Aigurande. *Mém. Soc. géol. Fr. (Nouvelle série)*, **8**, n° 3, 4.

TABLE DES FIGURES

	Pages
Carte — Situation des gisements étudiés	15
FIG. 1 — MONTEBRAS — Cadre géologique régional	24
FIG. 2 — « — Coupe schématique E-W	46
FIG. 3 — « — Coupe E-W de la partie occidentale de la coupole ..	47
FIG. 4 — « — Coupe schématique du flanc N de la coupole	48
FIG. 5 — « — Coupe schématique du flanc NE de la coupole	48
FIG. 6 — « — Carte des isobathes du toit de la coupole	49
FIG. 7 — « — Coupe schématique du flanc SW de la coupole	50
FIG. 8 — « — Coupe schématique du flanc S de la coupole	50
FIG. 9 — « — Le contact granite à albite-granite du Chanon	51
FIG. 10 — « — Le « stockscheider » au contact du granite de Chanon	72
FIG. 11 — « — La « quartzglocke » au contact du granite de Chanon	74
FIG. 12 — « — La couche de greisen ultra-micacé dans la carrière des roches	79
FIG. 13 — « — La couche de greisen ultra-micacé entre les sondages MS2 et MS6	80
FIG. 14 — « — Filon aplito-quartzeux à wolframite	83
FIG. 15 — « — Variations de composition chimique au contact des enclaves	92
FIG. 16 — « — Coupe schématique du sondage MS4	94
FIG. 17 — « — Hypothèses de formation du granite à albite- muscovite	100
FIG. 18 — « — Microcoupole de Vendoueix	103
FIG. 19 — « — Cassitérite de Montebbras	105
FIG. 20 — ÉCHASSIÈRES — Passage entre les faciès « Nigon » et « Croix Lambin »	151
FIG. 21 — « — Contact micaschistes — granite des Colettes	154
FIG. 22 — « — Répartition schématique de la kaolinisation	169
FIG. 23 — « — Distribution des greisens quartzo-micacés	183
FIG. 24 et 24 bis « — Filonnets de quartz et greisénisation	184
FIG. 25 — « — Greisen micacé gris	186
FIG. 26 — « — Contact granite des Colettes — granite de Beauvoir	187
FIG. 27 — « — Passage du granite des Colettes à la « roche feld- spathique »	188
FIG. 28 — « — Détails du passage du granite des Colettes à la roche « feldspathique »	193
	333

		Pages
FIG. 29	ÉCHASSIÈRES — Situation schématique des filons de microgranite-porphyre	197
FIG. 30	« Le filon de lamprophyre et le filon d'« Elvan »	198
FIG. 31	« --- Contact d'un filon de microgranite et du granite des Colettes	201
FIG. 32	« --- Filon quartzo-feldspathique recoupant le filon de lamprophyre	202
FIG. 33	« Croquis schématique du champ filonien	210
FIG. 34	« Filon d'aplite de la galerie du 2 ^e niveau	213
FIG. 35	« --- Filonnet d'aplite albitique	213
FIG. 36	« --- Coupe du filon de la Bosse n° 1	215
FIG. 37	« --- Coupes du filon de la Bosse	216-217
FIG. 38	« --- Filon de la Bosse. Coupe suivant une descenderie ..	219
FIG. 39 a et b	« --- Relations des filons du stockwerk	221-223
FIG. 40	« --- Aplite traversée par filonnets de quartz et greisen ..	224
FIG. 41	« Filon Wilson. Plan et coupe	226
FIG. 42	« --- Filon de greisen à quartz-topaze-mica dans microgranite	227
FIG. 43	« --- Contact au sommet de la coupole du Suquet	228
FIG. 44	« --- Coupe du filon Gilbert	230
FIG. 45	« --- Coupe du filon Sainte-Barbe	231
FIG. 46	« --- Principaux faciès de la cassitérite	240
FIG. 47	« --- Cassitérite et niobotantalite	244
FIG. 48	« --- Microlite — analyse à la microsonde	253
FIG. 49	MONTEBRAS-ÉCHASSIÈRES — Aspect structural schématique ..	302
FIG. 50	« « — Aspect microscopique des granites à albite	304
FIG. 51	Coupe du gisement de Sadisdorf	314
FIG. 52	Coupe du gisement de Zinnwald	315
FIG. 53	Carte du gisement d'Alous Ouan Rechla	316
FIG. 54	Position schématique des coupoles de granite à albite par rapport au granite porphyroïde à deux micas	316

TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE		N ^{os} des photos	Pages
I. —	MONTEBRAS	1,2. Vues générales de la carrière des Roches	12
«	II. —	« 1,2,3,4. Aspects microscopiques du micro- granite	54-55
«	III. —	« 1,2. Mica du microgranite	58
«	IV. —	« 1,2,3,4. Aspects microscopiques du granite à albite-muscovite	62-63
«	V.	« 1,2,3,4. Quartzification du granite à albite- muscovite	68-69
«	VI.	« 1,2,3,4. Le « stockscheider » feldspathique .	73
«	VII. —	« 1,2,3,4. La couche de greisen ultra-micacé .	76-77
«	VIII. —	« 1,2,3. Les enclaves	84-85
«	IX.	« 1,2,3. Les enclaves	89
«	X.	« 1,2. Contact du granite à albite avec le granite de Chanon.....	90-91
«	XI. —	« 1,2,3. Enclaves blanches	93
«	XII.	« 1,2. Contact du microgranite et du granite à albite	96-97
«	XIII. —	« 1,2,3. Modifications du microgranite au contact du granite à albite	99
«	XIV.	« 1,2,3,4. Carte de répartition de Sn, Ta et Fe dans un concentré lourd.....	108
«	XV. ÉCHASSIÈRES	1,2. Vues générales des carrières de la Bosse et Beauvoir	143
«	XVI. —	« 1,2,3. Le granite des Colettes. Faciès macroscopiques	144
«	XVII.	« 1,2,3. Le granite des Colettes. Aspects microscopiques	146-147
«	XVIII. —	« 1. Analyse de muscovite à la micro- sonde	149
			335

			Pages
PLANCHE	XIX.	ÉCHASSIÈRES 1,2,3,4.	Aspects microscopiques du granite de Beauvoir 158-159
«	XX.	« 1,2,3,4.	Aspects microscopiques du granite de Beauvoir 160-161
«	XXI.	« 1,2,3,4.	Les porphyroblastes de quartz . . . 162-163
«	XXII.	« 1,2,3,4.	Apatite, fluorine et topaze dans le granite à albite de Beauvoir 166-167
«	XXIII.	« 1.	La coupole du Suquet 171
«	XXIV.	« 1,2,3,4.	Coupole du Suquet. Détails microscopiques du contact 173
«	XXV. —	« 1,2,3.	Coupole du Suquet 175
«	XXVI.	« 1,2,3.	Coupole de l'Eperon 176
«	XXVII.	« 1,2,3,4.	Greisens à quartz-cassitérite et quartz-béryl 178-179
«	XXVIII. —	« 1,2.	Greisens quartzo-micacés; 3 greisen à quartz-topaze; 4 greisen à topaze-apatite-montebasite 180-181
«	XXIX. —	« 1,2,3.	« Roche feldspathique » au contact du granite des Colettes 190-191
«	XXX.	« 1,2.	« Roche feldspathique »; 3 Microgranite porphyre 192-193
«	XXXI. —	« 1.	Vue générale de la carrière de la Bosse 213
«	XXXII. —	« 1,2,3.	Quelques filons du stockwerk de la Bosse 204-205
«	XXXIII.	« 1,2,3,4.	Stockwerk de la Bosse. Aspects macroscopiques des échantillons . . 206-207
«	XXXIV. —	« 1,2.	Stockwerk de la Bosse. Aspects microscopiques des relations du quartz, de la wolframite, des aplites et des feldspaths 208
«	XXXV. —	« 1,2,3.	do 209
«	XXXVI. —	« 1,2,3.	Filon Wilson. Aspects microscopiques 225
«	XXXVII. —	« 1,2,3.	Cassitérite et topaze dans mica-schistes 234-235
«	XXXVIII.	« 1,2,3,4.	Association lépidolite-cassitérite . . 242-243
«	XXXIX.	« 1,2,3,4.	Aspects microscopiques de la wolframite de la Bosse 248-249
«	XI.	« 1,2,3.	Herdérite dans granite à albite 256-257
«	XII.	« 1.	Microsite 258
		2,3,4,5.	Cassitérite et sulfures 258

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE	I. — MONTEBRAS	— Carte gravimétrique au 1/10 000.
«	II. —	« — Carte géologique au 1/20 000.
«	III. —	« — Carte géologique au 1/5 000.
«	IVa. —	« — Carte de distribution du phosphore.
«	IVb. —	« — Carte de distribution du fluor.
«	IVc. —	« — Carte de distribution du lithium.
«	IVd. —	« — Carte de distribution de l'étain.
«	IVe. —	« — Carte de distribution du tungstène.
«	IVf. —	« — Carte de distribution du bore.
«	IVg. —	« — Carte de distribution de l'arsenic.
«	Va. —	« — Coupe du sondage MS 1.
«	Vb. —	« — Coupe du sondage MS 4.
«	Vc. —	« — Coupe du sondage MS 7.
«	Vd. —	« — Coupe du sondage MS 10.
«	Ve. —	« — Coupe du sondage MS 11.
«	VI. — ÉCHASSIÈRES	— Carte géologique au 1/20 000.
«	VII. —	« — Carte géologique au 1/10 000.
«	VIII. —	« — Carrière de la Bosse au 1/2 000.
«	IXa. —	« — Carte de distribution du phosphore.
«	IXb. —	« — Carte de distribution du fluor.
«	IXc. —	« — Carte de distribution du lithium.
«	IXd. —	« — Carte de distribution de l'étain.
«	IXe. —	« — Carte de distribution du tungstène.
«	IXf. —	« — Carte de distribution du béryllium.
«	IXg. —	« — Carte de distribution de l'arsenic.
«	X. —	« — Carte des anomalies cumulées.
«	XIa. —	« — Coupe du sondage ES 1.
«	XIb. —	« — Coupe du sondage ES 2.
«	XIc. —	« — Coupe du sondage ES 3.
«	XId. —	« — Coupe du sondage ES 4.
«	XIe. —	« — Coupe du sondage ES 5.
«	XII. —	Distribution du lithium, de l'étain, du béryllium, du fluor, du tungstène, du plomb, du gallium, du nickel et du chrome, dans diverses fractions minérales des roches granitiques d'Echassières et de Montebbras.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
SOMMAIRE.....	5
AVANT-PROPOS	9
RÉSUMÉ	11
INTRODUCTION	13

PREMIÈRE PARTIE

MONTEBRAS

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA RÉGION DE MONTEBRAS	19
HISTORIQUE DES RECHERCHES GÉOLOGIQUES	19
HISTORIQUE DES RECHERCHES MINIÈRES ET TITRE MINIER.....	20

Chapitre Premier

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	23
1. — LES SCHISTES CRISTALLINS	23
1.1. Zone nord.	
1.2. Zone sud.	
2. — LES MASSIFS GRANITIQUES	25
2.1. <i>Le granite de Chanon</i>	27
2.1.1. gisement.	
2.1.2. pétrographie et chimisme.	
2.1.3. relations avec les formations environnantes.	
2.2. <i>Le granite de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc</i>	31
2.2.1. gisement.	
2.2.2. pétrographie.	
2.2.3. variations de faciès — relations avec le granite de Chanon.	
2.3. <i>Le granite de Toulx-Sainte-Croix</i>	33
2.3.1. gisement.	
2.3.2. pétrographie.	
2.3.3. relations avec le granite de Saint-Sylvain-Bas-le-Roc.	

2.4. <i>Le granite de Grand-Roche</i>	33
2.4.1. gisement.	
2.4.2. pétrographie et chimisme.	
2.4.3. relations.	
2.5. <i>Le granite du Montgalbrun</i>	36
2.5.1. gisement.	
2.5.2. pétrographie.	
2.5.3. relations.	
2.6. <i>Le granite de Chateau</i>	36
2.6.1. gisement.	
2.6.2. pétrographie et chimisme.	
2.6.3. relations.	
3. — LES FORMATIONS DE COUVERTURE.....	38
3.1. <i>Les argiles et grès du sidérolithique.</i>	
3.2. <i>Les éluvions et les colluvions.</i>	
3.3. <i>Les alluvions.</i>	
4. — TECTONIQUE	41
CONCLUSIONS	43

Chapitre II

DESCRIPTION DU GISEMENT	45
1. — RELATIONS STRUCTURALES — LA COUPOLE DE MONTEBRAS.....	45
1.1. <i>Forme générale de la coupole.</i>	
1.2. <i>La couronne de granite à albite-muscovite.</i>	
1.3. <i>Enclaves.</i>	
1.4. <i>La couche de contact.</i>	
2. — LE MICROGRANITE-PORPHYRE	53
2.1. <i>Gisement.</i>	
2.2. <i>Pétrographie et chimisme.</i>	
2.3. <i>Kaolinisation.</i>	
3. — LE GRANITE A ALBITE-MUSCOVITE	61
3.1. <i>Rappel du gisement.</i>	
3.2. <i>Pétrographie et chimisme.</i>	
3.3. <i>Les faciès dérivés.</i>	
3.3.1. quartzification.	
3.3.2. faciès surmicacés.	
3.3.3. kaolinisation.	
4. — LA COUCHE DE CONTACT	71
4.1. <i>Le faciès feldspathique ou « stockscheider »</i>	
4.2. <i>Le faciès quartzeux ou « quartzglocke ».</i>	
4.3. <i>Les greisens ultra-micacés et l'exocontact.</i>	
5. — LES FILONS PÉRIPHÉRIQUES	82
5.1. <i>Filons d'aplite.</i>	
5.2. <i>Filon de quartz et aphte à wolframite.</i>	
5.3. <i>Filons de quartz et de greisen ultramiacé.</i>	

6. — LES ENCLAVES	86
6.1. <i>Gisement et forme.</i>	
6.2. <i>Pétrographie et chimisme.</i>	
7. — RELATIONS DU GRANITE A ALBITE AVEC LE MICROGRANITE.....	95
7.1. <i>Modifications du granite à albite.</i>	
7.2. <i>Modifications du microgranite.</i>	
7.3. <i>Hypothèses de formation de la coupole de Montebbras.</i>	
8. — LA MICROCOUPOLE DE VENDOUËIX.....	103
9. — LES MINÉRALISATIONS	104
9.1. <i>La cassitérite</i>	104
9.1.1. dans le granite à albite.	
9.1.2. dans la quartzglocke.	
9.1.3. dans les greisens ultra-micacés.	
9.1.4. dans le microgranite-porphyre.	
9.1.5. caractère niobotantalifère de la cassitérite.	
9.2. <i>La niobo-tantalite</i>	107
9.3. <i>La wolframite</i>	107
9.4. <i>La série de l'amblygonite-montebbrasite et les phosphates associés</i>	109
9.5. <i>Autres phosphates</i>	111
9.6. <i>Les micas lithinières</i>	111
9.7. <i>Minéraux divers</i>	112
CONCLUSIONS	118

Chapitre III

GÉOCHIMIE	115
1. — RÉSULTATS	116
1.1. <i>Le lithium.</i>	
1.1.1. distribution régionale.	
1.1.2. distribution dans la coupole de Montebbras.	
1.1.3. distribution dans les minéraux.	
1.1.4. auréole de dispersion.	
1.2. <i>L'étain</i>	119
1.2.1. distribution régionale.	
1.2.2. distribution dans la coupole de Montebbras.	
1.2.3. distribution dans les minéraux.	
1.2.4. auréole de dispersion et anomalies.	
1.3. <i>Le tungstène</i>	121
1.4. <i>L'arsenic</i>	121
1.5. <i>Le béryllium et le phosphore</i>	122
1.6. <i>Le niobium et le tantale</i>	122
1.7. <i>Le bore</i>	122
1.8. <i>Le molybdène, le gallium, le bismuth</i>	123
1.9. <i>Le fluor</i>	123
1.9.1. distribution régionale.	
1.9.2. distribution dans la coupole de Montebbras.	
1.9.3. distribution du fluor dans les minéraux.	
1.9.4. auréole de dispersion et anomalies.	
2. — RELATIONS ENTRE LES DIVERS ÉLÉMENTS	124
CONCLUSIONS	125

DEUXIÈME PARTIE

ÉCHASSIÈRES

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA RÉGION D'ÉCHASSIÈRES ET HISTORIQUE.....	129
---	-----

Chapitre Premier

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL	135
1. — LES SCHISTES CRISTALLINS ET LA TECTONIQUE RÉGIONALE.....	135
1.1. <i>Les faciès de la série.</i>	
1.2. <i>La tectonique.</i>	
2. — LES MASSIFS GRANITQUES	138
2.1. <i>Le laccolithe de microgranite de Pouzol-Servant.</i>	
2.2. <i>Le massif granitique d'Echassières.</i>	

Chapitre II

DESCRIPTION DU GISEMENT	141
1. — LE MASSIF GRANITIQUE D'ÉCHASSIÈRES	141
1.1. <i>Le granite des Colettes</i>	141
1.1.1. gisement et structure.	
1.1.2. pétrographie et chimisme.	
1.1.3. relations entre les trois faciès principaux du granite des Colettes. Signi- fication du faciès de Croix Lambin.	
1.1.4. kaolinisation du granite des Colettes.	
1.1.5. relations. Auréole du granite des Colettes.	
1.2. <i>Le granite à albite et lépidolite de Beauvoir</i>	156
1.2.1. gisement	156
1.2.2. pétrographie et chimisme.....	157
1.2.3. kaolinisation.....	169
1.2.4. faciès particuliers.....	170
1.2.4.1. granite à albite et lépidolite à grain fin.	
1.2.4.2. albitite sans quartz.	
1.2.4.3. granite à albite et lépidolite et fluorine.	
1.2.5. les greisens internes	171
1.2.5.1. greisens de bordure ; l'endocontact de la coupole.	
1.2.5.2. greisens associés aux filons de quartz.	
1.2.5.3. greisens sans localisation contrôlée apparente.	
1.2.6. relations avec le granite des Colettes. Le faciès de contact	187
1.2.7. relations avec les micaschistes	194
1.3. <i>Les filons de microgranite-porphyre et de lamprophyre</i>	197
1.3.1. les filons de microgranite-porphyre.	
1.3.2. les filons de lamprophyre.	
1.4. <i>Le cortège filonien du massif d'Echassières</i>	210
1.4.1. le stockwerk de la Bosse. Le gisement de tungstène Sud	211
1.4.1.1. description.	
1.4.1.2. relations mutuelles des filons du stockwerk.	
1.4.1.3. reations avec les différentes unités pétrographiques du massif.	
Conclusions	229

1.4.2. les filons du Mazet. Le gisement de tungstène nord	229
1.4.2.1. gisement.	
1.4.2.2. nature.	
1.4.2.3. comparaison avec le gisement sud.	
1.4.3. autres filons situés dans le massif d'Echassières ou à proximité immédiate	233
1.4.4. le chevelu filonien des Chaillats	236
1.4.4.1. gisement.	
1.4.4.2. description de la minéralisation.	
1.4.4.3. place du gîte des Chaillats dans l'ensemble des minéralisations du district d'Echassières.	
2. — LES MINÉRALISATIONS	240
2.1. <i>La cassitérite</i>	240
2.1.1. dans le granite à albite-lépidolite.	
2.1.2. dans les épontes greisénisées des filons.	
2.1.3. dans les porphyres quartzifères et dans les micaschistes.	
2.1.4. variation de composition et inclusions.	
2.2. <i>La lépidolite</i>	245
2.3. <i>La wolframite</i>	247
2.3.1. gisement nord.	
2.3.2. gisement sud.	
2.4. <i>La microlite</i>	252
2.5. <i>Le béryl</i>	253
2.6. <i>La hercynite</i>	254
2.7. <i>L'amblygonite-montebrazite</i>	254
2.8. <i>La topaze</i>	254
2.9. <i>La fluorine</i>	254
2.10. <i>Les stannites</i>	255
2.11. <i>Autres sulfures, sulfo-arséniures et arséniures</i>	255
2.12. <i>L'apatite</i>	259
2.13. <i>Les phosphates divers</i>	259
CONCLUSIONS	261

Chapitre III

GÉOCHIMIE	263
1. — MÉTHODES D'ÉCHANTILLONNAGE ET D'ANALYSE	263
1.1. <i>Méthodes et plan d'échantillonnage</i>	263
1.2. <i>Méthodes d'analyse</i>	264
2. — RÉSULTATS	268
2.1. <i>Le lithium, le rubidium et le césium</i>	268
2.1.1. distribution régionale.	
2.1.2. distribution dans le granite des Colettes.	
2.1.3. distribution dans le granite de Beauvoir.	
2.1.4. auréoles de dispersion du lithium autour du massif d'Echassières.	
2.2. <i>L'étain</i>	273
2.2.1. distribution régionale.	
2.2.2. distribution dans le granite des Colettes.	
2.2.3. distribution dans le granite de Beauvoir.	
2.2.4. auréoles de dispersion de l'étain autour du massif d'Echassières.	

2.3. <i>Le tungstène</i>	375
2.4. <i>L'arsenic</i>	376
2.5. <i>Le béryllium</i>	377
2.5.1. distribution régionale.	
2.5.2. distribution dans le stock de Beauvoir.	
2.5.3. auréoles de dispersion.	
2.6. <i>Le phosphore</i>	279
2.6.1. distribution régionale.	
2.6.2. distribution dans le stock de Beauvoir.	
2.6.3. auréole de dispersion autour du massif d'Echassières.	
2.7. <i>Le niobium et le tantale</i>	281
2.8. <i>Le bore</i>	282
2.9. <i>Le molybdène, le bismuth et le gallium, le vanadium, etc...</i>	282
2.10. <i>Le fluor</i>	284
2.10.1. distribution régionale.	
2.10.2. distribution dans le stock de Beauvoir.	
2.10.3. auréoles de dispersion autour du massif d'Echassières.	
2.10.4. mode d'expression du fluor.	
2.10.5. place du fluor dans l'évolution du massif.	
2.10.6. rôle du fluor et des autres éléments volatils dans la mise en place des magmas granitiques.	
2.10.7. rôle du fluor dans le transport et la concentration des métaux.	
3. — INFLUENCE DE L'ALTÉRATION SUR LA TENEUR EN ÉLÉMENTS RARES DES ÉCHANTILLONS DE ROCHES	288
4. — CORRÉLATION ENTRE LES TENEURS DES DIVERS ÉLÉMENTS	289
CONCLUSIONS	291
1. — SPÉCIALISATION GÉOCHIMIQUE DU MASSIF D'ÉCHASSIÈRES	291
2. — ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE GÉNÉRALE	293
3. — AURÉOLES DE DISPERSION ET MANIFESTATIONS EXTÉRIEURES	295

TROISIÈME PARTIE

COMPARAISONS CONSIDÉRATIONS GÉNÉTIQUES

Chapitre Premier

COMPARAISON MONTEBRAS-ÉCHASSIÈRES	301
1. — STRUCTURE ET SITUATION GÉOLOGIQUE	301
2. — PÉTROGRAPHIE	302
2.1. <i>Les granites porphyroïdes à deux micas.</i>	
2.2. <i>Les granites à albite.</i>	
3. — PARAGENÈSE ET SUCCESSION	304

4. — GÉOCHIMIE	306
4.1. <i>Spécialisation des ensembles granitiques.</i>	
4.2. <i>Evolution des éléments rares à l'intérieur des massifs.</i>	
4.3. <i>Auréoles de dispersion.</i>	

Chapitre II

COMPARAISON AVEC DES GISEMENTS DE TYPE VOISIN

	D'AUTRES DISTRICTS	311
1. — FRANCE		311
1.1. <i>Massif Central.</i>		
1.2. <i>Massif Armoricain.</i>		
2. — ETRANGER		312
2.1. <i>Erzgebirge.</i>		
2.2. <i>Hoggar.</i>		
2.3. <i>Sibérie Orientale.</i>		

Chapitre III

CONSIDÉRATIONS GÉNÉTIQUES

1. — ORIGINE DES GRANITES A ALBITE ET MICA BLANC	319
1.1. <i>Hypothèse « métasomatique ».</i>	
1.2. <i>Hypothèse « magmatique ».</i>	
2. — ORIGINE DES MINÉRALISATIONS	321
2.1. <i>Origine antégranitique.</i>	
2.2. <i>Origine postgranitique.</i>	
2.3. <i>Origine granitique.</i>	
3. — CONDITIONS DE MISE EN PLACE DES MINÉRALISATIONS	322
3.1. <i>La notion de gisement pneumatolytique.</i>	
3.2. <i>Opinions en présence.</i>	
3.3. <i>Cas de Montebbras et d'Echassières.</i>	
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	325
BIBLIOGRAPHIE	327
TABLE DES FIGURES	333
TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	335
LISTE DES ANNEXES	337

DEUXIEME THESE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ :

LES PRINCIPAUX TYPES DE GISEMENTS
DE MERCURE

VU ET APPROUVÉ :

Clermont-Ferrand, le 26 mai 1966

Le Doyen,
M. ROQUES.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER

N^o 42/66 :

Clermont-Ferrand, le 7 juin 1966

*Le Recteur de l'Académie
de Clermont-Ferrand,*

E. LAPALUS.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
EN JUILLET 1969
SUR LES PRESSES
DE L'IMPRIMERIE
G. DE BUSSAC
A CLERMONT-FERRAND
DÉPOT LÉGAL N° 1075
3^e TRIMESTRE 1969

Imprimé en France

